АКАДЕМИЯ НАУК СССР

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 33

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1967

Blank Page Digitally Inserted

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 33

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1967

551.79(48)

Редакционная комиссия:

М. М. ГЕРАСИМОВ, Г. И. ГОРЕЦКИЙ, В. П. ГРИЧУК,
В. И. ГРОМОВ, И. К. ИВАНОВА, Н. И. КРИГЕР,
К. К. МАРКОВ, К. В. НИКИФОРОВА, И. И. ПЛЮСНИН,
Э. И. РАВСКИЙ, В. Н. СУКАЧЕВ, В. В. ЧЕРДЫНЦЕВ,
Е. В. ШАНЦЕР

Ответственные редакторы:

В. И. ГРОМОВ, И. К. ИВАНОВА

2-8-1
253-67

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

1967 № 33

А. П. ОКЛАДНИКОВ, С. Л. ТРОИЦКИЙ

К ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ПАЛЕОЛИТА МОНГОЛИИ

Осенью 1964 г. Советско-Монгольская экспедиция по изучению каменного века Центральной Азии проводила рекогносцировочные исследования в центральной части Монгольской Народной Республики.

Работы 1964 г. явились продолжением регулярных ежегодных экспедиций последнего пятилетия (1959—1963 гг.), последовавших за первыми открытиями монгольского палеолита в долинах рек Орхона и Толы, сделанными еще в 1949 г. А. П. Окладниковым.

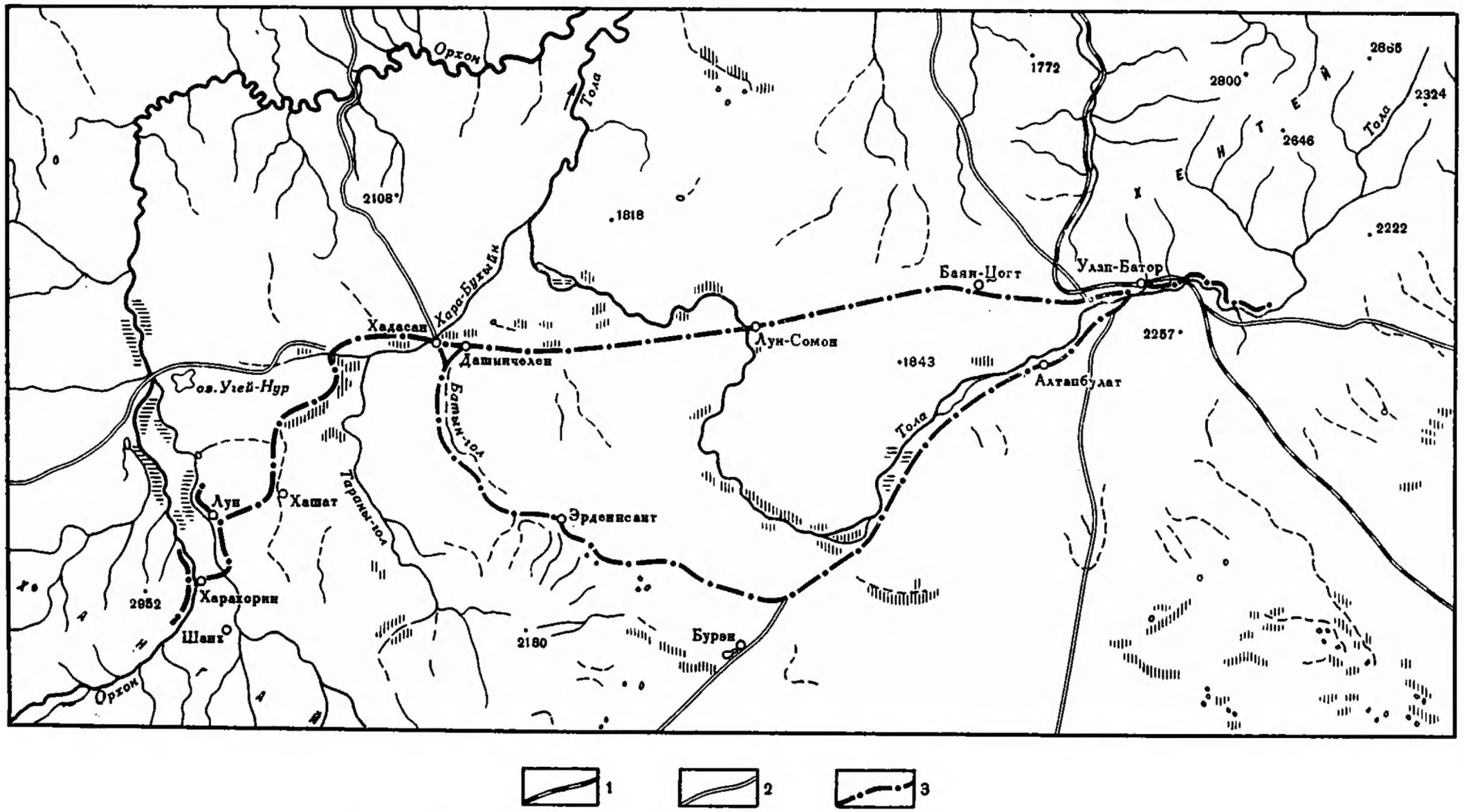
Маршруты экспедиции охватили долину Толы от района курорта Тэрельжин до Улан-Батора и ниже столицы на 120 *км,* примерно до 105°30′ в. д. Был обследован также участок долины у поселка Лунсомон на шоссе Улан-Батор-Цэцерлэг. В долине Орхона исследовались окрестности Харахорина на 7—10 *км* выше и ниже поселка и правый берег речки Хугшин-Орхон (Нарин-гол) на протяжении 40 *км.* В окрестностях Харахорина в 1964 г. были продолжены раскопки крупнейшей многослойной палеолитической стоянки «Мольтын-ам». Водораздельные пространства с невысокими кряжами, сухими котловинами и долинами малых речек были пересечены маршрутом экспедиции по пути из долины Толы на Эрденисант, Дашинчелен, Хашат, Харахорин, а также по дороге из Дашинчелена на Улан-Батор.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РЕЛЬЕФА И ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Та часть Центральной Монголии, где проходили исследования, лежит в обширном слабо выраженном понижении рельефа между юго-западными отрогами Хентейского нагорья и северо-восточными склонами Хангая. Полого-волнистое дно этого понижения, прорезанное притоками Толы и Орхона, расположено в среднем на высоте 1200—1500 *м.* Над ним поднимаются отдельные скалистые возвышенности, многочисленные мягкие увалы и кряжи, вытянутые преимущественно по двум пересекающимся направлениям: северо-западному и северо-восточному. Между увалами, а нередко и между их второстепенными ответвлениями, как будто в ячейках гигантской сети, лежат слабо вогнутые котловины. Размеры котловин варьируют от многих десятков *км* до 2—3 *км;* очертания в плане чаще всего приближаются к неправильному вытянутому овалу.

Долины немногочисленных рек прорезают скалистые увалы, отделяющие котловину от котловины, и нанизывают их как четки на свою нить. Нередко реки пересекают котловины поперек, прижимаясь вплотную к их короткому краю.

Скальные породы постоянно проступают на вершинах и скатах возвышенностей. Нередко они увенчаны живописными группами сланцевых



1 2 3

Рис. 1. Карта района работ Советско-Монгольской экспедиции 1964 г.

1 — железные дороги, *2* — шоссе, *3* — маршрут экспедиции

и гнейсовых скал. Склоны постепенно погружаются под рыхлые осадки, достигающие, по-видимому, значительной мощности в центральных частях котловин. Даже у самого края Харахоринской котловины р. Орхон прорезает отложения мощностью более 25 *м*, а в котловине Цигендала (между Баян-Цогтом и Лун-сомоном) скважина, бурившаяся осенью 1964 г. на удалении в несколько сотен метров от скального отрога, не достигла коренных пород на глубине 17 *м*.

По данным геологического управления МНР, большинство котловин выполнено толщей континентальных отложений мела, палеогена и неогена, перекрытых четвертичными породами.

Коренные породы представлены интенсивно дислоцированной зеленовато-серой толщей сланцев, гравуакковых алевролитов и песчаников среднепалеозойского возраста, прорванной интрузиями гранитоидов и рассеченной густой сетью кварцевых жил. Около Лун-сомона в этой толще наблюдались единичные пластовые тела порфиритов. Складчатость весьма интенсивна, часты крутые изоклинальные складки с углами до 70—80°; прослеживается плойчатость. Оси складок вытянуты субмеридионально или слабо отклоняются к северо-востоку вблизи Хентейского нагорья. В отрогах Хангая простирание северо-восточное. В ряде мест наблюдались проявления динамометаморфизма в виде хлоритизации, серицитизации сланцев и перехода гранитоидов в парагнейсы (окрестности Эрденисата). Контактовый метаморфизм выразился в появлении значительных зон окремнения сланцев и появления сети гидротермальных кварцевых жил.

В окрестностях Дашинчелена были встречены горизонтально залегающие покровы темно-серых и бурых базальтов кайнотипного облика, видимой мощностью более 30 *м*, образующие две отчетливые ступени на южном склоне котловины, дренируемой Хара-Бухыйнгол.

Молодые рыхлые отложения, формирование и разрушение которых тесно связано с развитием современного рельефа, представлены аллювием речных террас, делювиальными, пролювиальными и эоловыми накоплениями. Местами обнаруживаются следы коры выветривания. В немногочисленных работах, посвященных геологическому строению и рельефу Центральной Монголии, эта группа отложений почти не освещена.

Следы коры выветривания

Остатки красноцветной коры выветривания наблюдались на склонах пологих холмов, развитых на северной окраине г. Улан-Батора. Достоверное залегание коры выветривания in situ не установлено. В свежих промоинах, на перегибах склонов и в лощинах на высоте 150—200 *м* над р. Толой выходят щебнистые галечно-песчаные и гравийно-песчаные супеси и суглинки красно-бурого и кирпично-красного цвета мощностью до 5 *м*. Красно-бурые и вишнево-бурые слои с пропластками охристо-желтых песчанистых алевритов, редкими слойками и линзочками зеленовато-серого песка, чередуются со слоями сероцветного галечного щебня, бурой и палевой щебнистой супеси. Гальки и щебень неустойчивых пород глубоко разрушены. Сверху они прикрыты 20—80-сантиметровым слоем темно-бурой супеси с рассеянными в ней обломками пород и горизонтом карбонатизации в виде редких стяжений и обильных известковых корок на щебне и гальке, залегающем на глубине 40 *см*. В верхней части и на поверхности бурого слоя найдены единичные палеолитические орудия и отщепы.

Особенности отложений, залегающих под бурым слоем, позволяют считать их продуктом делювиального сноса и переотложения красно-

цветной коры выветривания, залегавшей где-то неподалеку. На широкое ее распространение в этом районе указывает также обилие красноцветных прослоев в аллювии 30—40-метровой (храмовой) террасы на северной и западной окраинах столицы.

Следы переотложенной коры выветривания наблюдаются, по-видимому, в основании разреза скважины в котловине Циген-дала. На глубине 16—17 *м* серо-бурые и палевые щебнистые супеси начинают приобретать красноватый оттенок.

Возраст коры выветривания весьма гипотетичен. Если проводить аналогию с Забайкальем и Южной Сибирью (Логачев и др., 1964), он может восходить к палеогену.

Явно более молодой возраст имеют маломощные (0,1—0,2 *м*) зеленовато-серые и голубовато-серые глины с мелкими пластинками и чешуйками сланцев, залегающие непосредственно на головах сланцевых пластов в местных седловинах скалистых отрогов у Лун-сомона.

Древние террасы

Наиболее древними следами речной деятельности, которые нам удалось обнаружить, являются скопления окатанных валунов и крупной гальки на вершинах холмов вдоль северной окраины Улан-Батора.

Там, между отрогами Хентея и городом, стоящим на низких террасах р. Толы, расположена полоса холмистых предгорий, возвышающихся на 300—500 *м* над уровнем реки. Холмы имеют мягкие плавные склоны и седловины. На высоте около 200 *м* над рекой на склонах отчетливо просматривается вытянутая вдоль долины полоса равновершинных холмов и площадок—«террасоувал», как иногда называют подобные древние разрушенные террасы. Именно к вершинам холмов 200-метрового «террасоувала» и приурочены остатки древнего руслового аллювия.

Непосредственно на выровненных скальных площадках, срезающих круто падающие пласты окремненных алевролитов, песчаников и сланцев, лежат многочисленные округленные, окатанные валуны и галька устойчивых граувакковых серо-зеленых песчаников, алевролитов, гравелитов, кремнистой брекчии. Редко встречаются валунчики розовых гранитоидов и сиенит-порфиров с крупными вкрапленниками полевого шпата, розовых аплитов, темно-серого и черного аргиллита, вишнево-красной яшмы и темно-серого долерита. Обычный размер валунов около 0,15—0,2 *м* в наибольшем поперечнике, самых крупных — 0,4 *м*. Окатанность сравнительно высокая (II—III классы, по А. В. Хабакову), изредка — идеальная (IV класс). Щебень в этих скоплениях практически отсутствует.

Разрушение 200-метровой (улан-баторской) террасы шло, по-видимому, параллельно с переотложением красноцветной коры выветривания, чем и объясняется относительное обилие хорошо окатанной гальки и гравия в красноцветном делювии на склонах логов, расчленяющих «террасоувал».

В интервале между улан-баторской (200 *м*) и храмовой (30—40 *м*) террасами наблюдались только площадки скульптурных террас. Очень плохо сохранились (в виде перегибов склонов) участки 100-метровой террасы Орхона в 1—3 *км* выше Харахорина. Гораздо лучше выражены там же площадки орхонской террасы, срезающей скальные породы на высоте 60—70 *м* над рекой. Особенно четко прослеживается такая площадка на правом берегу Орхона над плотиной Харахоринской оросительной системы. На ней прямо на скальном субстрате или в маломощном слое бурой почвы были найдены отщепы, нуклеусы, чоп-

перы и пластины леваллуазских форм. Находки были особенно обильными в местной (древней русловой?) ложбине, углубленной на 8—10 *м* в поверхность площадки. Скульптурные террасы, сходные по высоте с орхонской, наблюдались также на правом склоне долины Толы в нескольких километрах ниже Лун-сомона. Сверху, со стороны горных отрогов, площадки орхонской террасы ограничены обычно очень пологими длинными склонами, что свидетельствует об относительно долгом периоде разработки долины на этом уровне. На скальных склонах долинок ручьев — левых притоков Орхона: Уртейн-ам, Баг-норийн-ам и др., к уровню 60—70 *м* над тальвегом приурочены заметные перегибы.

30—40-метровая (храмовая) терраса отчетливо выражена по правобережью Толы в г. Улан-Баторе и его окрестностях. Мы уже упоминали о разрезах слагающих ее речных отложений около храма Гандан-Хурэ и у бензоколонки. Скальные площадки, срезанные под уровень террасы, наблюдались на правом склоне долины р. Толы у Булун-Худжира (выше г. Улан-Батора) и на левом берегу Орхона у пади Мольтын-ам.

Лучший разрез речных отложений вскрыт оврагом у автозаправочной станции в западной части столицы, где полого сниженная бровка террасы возвышается на 27—32 *м* над уровнем р. Толы. В стенке оврага обнажены (сверху вниз):

	Мощность, *м*
1. Сероцветный галечник, косослоистый, верхняя часть сложена мелкой галькой с примесью средней, в нижней — среди слоев мелкогалечника проходят прослои крупной гальки. Почти вся галька окатана (II—III класс), щебень встречается единично. Промежутки между обломками послойно заполнены серым гравием или желто-бурой супесью .	6,5
2. Галечник средний с грубой горизонтальной слоистостью, слои гальки разделены пропластками красно-бурого алеврита	4,3
3. Суглинок буровато-красный, песчанистый с одним-двумя тонкими слоями мелкой гальки, видимая	0,7

В карьере около храма Гандан-Хурэ вскрыты очень близкие по облику слои сероцветных и красноцветных галечников. Наконец, у Булун-Худжира, в основании склона, срезающего отложения 30—35-метровой террасы, выходит пачка галечника, заполненного буровато-красным суглинком, мощностью 4—5 *м*. Красноцветная порода ложится на сильно трещиноватые сланцы и алевролиты скального ложа, иногда заполняя промежутки между глыбами. Вблизи контакта со скалой в подобных «заходах» красноцветная масса становится более чистой, глинистой и содержит немного окатанных обломков и щебня.

Недостаток материала не позволяет дать полную характеристику отложениям храмовой террасы, а также определенно решить вопрос о происхождении красноцветных галечников. Наиболее вероятным кажется местное переотложение рекой красноцветных продуктов выветривания, снесенных со склонов долины или предгорий Хентея.

До сих пор мы рассматривали следы относительно древней речной деятельности, настолько древней, что она протекала на территории, либо совсем не населенной человеком, либо населенной настолько слабо, что находки каких бы то ни было следов его пребывания почти исключены. Все упоминавшиеся попутно местонахождения предметов материальной культуры на высоких террасах и склонах имеют значительно более позднее происхождение. Но перед тем как перейти к описанию террас, формировавшихся уже, так сказать, «на глазах местных обитателей», остановимся на своеобразных песчаных отложениях, связь которых с каким-либо определенным этапом развития долин осталась не выявленной.

Песчаная толща впервые была обнаружена нами на левом берегу р. Толы несколько ниже аэропорта Улан-Батора, в овраге около моста на дороге к г. Толгойту. Там, на южном склоне улан-баторской котловины, прослеживается обширная группа очень пологих больших холмов мягких очертаний. Кое-где на их склонах по промоинам, оврагам и прямо из-под дерна выступают пятна и высыпки песков. Площадь, занятая холмами, вытянута неправильной полосой поперек склона котловины и, постепенно поднимаясь на юг, тянется до самого горизонта. В глубоком свежем овраге, прорезающем склон одного из холмов, обращенный к Толе, под светло-бурым почвенным слоем с единичными палеолитическими орудиями и отщепами, обнажается 10—12-метровая пачка желтых мелкозернистых и среднезернистых слабо пылеватых песков. В разрезе чередуются косые и горизонтальные пачки; встречаются линзы более грубого состава — с гравием, галькой, щебнем — более многочисленные в верхней и нижней части толщи. Пески ложатся прямо на кремнистые сланцы скального цоколя.

В верхней части песчаной пачки, непосредственно в разрезе и в осыпях, находились обломки скорлупы от крупных яиц, по-видимому, страусовых. Из нижней части мы извлекли кость (первую фалангу) конечности кулана Equus hemionis Pall. По заключению Э. А. Вангенгейм, определившей находку, возраст отложений должен быть не моложе верхнего плейстоцена (не исключается и средний). Обломки скорлупы скорее всего переотложены, так как наиболее поздние достоверные находки ископаемых страусов известны в Монголии только в плиоцене (Lowe, 1933).

Подобные же отложения распространены на левобережье р. Толы в 25—30 *км* ниже сомона Алтанбулат. Выходы песков прослеживаются там на многие десятки метров вверх по склонам долины вплоть до крутых уступов скалистых отрогов. Эта древняя песчаная толща служила, очевидно, источником материала для формирования песчаного аллювия молодых речных террас и дюнных песков на этом участке долины Толы. Интересно отметить, что на песчаных раздувах между дюнами Сэр-Оджав также нашел единичные обломки очень крупной яичной скорлупы.

Отложения того же типа можно, по-видимому, найти в долине Толы и выше Улан-Батора. Так в 0,5 *км* выше Хачурта были встречены обширные шлейфы песчаных пролювиальных накоплений мощностью до 12 *м*. В осыпях этих песков снова встретились обломки толстой скорлупы от крупных яиц. По-видимому, где-то неподалеку залегает песчаная толща, поставлявшая материал для формирования необычного по составу песчаного пролювиального конуса.

Если учесть представления об аридности климата межледниковых эпох в Центральной Азии, можно предположительно отнести формирование песчаной толщи либо к тобольскому, либо к казанцевскому времени сибирской геохронологической шкалы, т. е. соответственно к миндель-риссу или риссу-вюрму Европы.

Молодые террасы

На склонах долины Орхона и Толы между храмовой (30—40 *м*) террасой и комплексом молодых террас почти не сохранилось никаких следов работы рек. Только на правом берегу Орхона несколько ниже Харахоринской плотины и на правобережье Толы у Лун-сомона встречаются обрывки террасовидных скальных площадок и скалистые останцы на высоте 25—27 *м* над рекой.

Ниже располагается комплекс молодых аккумулятивных террас, отчетливо выраженный на тех участках долин Толы и Орхона, которые нам привелось посетить:

	Высота, *м*
Вторая надпойменная	10—17
Первая надпойменная	5—8
Пойменная	0,5—2

В. А. Обручев (1947) отметил в окрестностях Улан-Батора только верхнюю (10—12 *м*) надпойменную террасу. В близкой последовательности к нашей в верховьях Толы выделяет террасы монгольский географ Ш. Цэгмид (1965): 15—20 *м*, 7—8 *м*, 3—4 *м* и 1,1,5 *м*. Более того, иркутские геологи (Логачев и др., 1964) намечают очень сходную систему террас в Верхнем Приангарье и Ангаро-Ленском междуречье. Если причины этого сходства еще недостаточно ясны, то само явление весьма интересно и заслуживает самого пристального внимания, тем более, что наблюдается определенная аналогия как в строении террасовых отложений, так и в особенностях распределения и залегания археологических памятников (Громов, 1937; Логачев и др., 1964).

Сангинская (вторая) терраса, высотой от 10 до 17 *м* над уровнем рек, названа так по имени курорта Сангино, расположенного в долине Толы в 20 *км* ниже Улан-Батора. Там, на правом берегу реки, наблюдается один из наиболее полных и четких разрезов террасы.

Вторая терраса хорошо просматривается по берегам Толы выше и ниже столицы, по рекам Батын-Голу у Дашинчелена, по Орхону, Хуг-шин-Орхону. Высота террасы определяется с большим трудом, так как тыловой шов, а часто и площадка террасы закрыты мощным шлейфом покровных и склоновых отложений. Чисто речные фации в разрезах террасы не поднимаются выше 10—13 *м*, такую же высоту имеют неприкрытые шлейфами площадки террасы. Очевидно, это и есть ее истинная высота.

Площадка террасы, несущая покров склоновых и пролювиальных отложений, обычно наклонена к оси долины под углом 1—2°. Присутствие в верхней части разреза террасы пачки пролювиально-делювиальных накоплений, перекрывающих речные галечники, частично замещающих пойменные фации, а местами и вклинивающихся в русловые, является характерной особенностью строения отложений. К самым верхним слоям покровной пачки приурочено большинство палеолитических стоянок и все находки палеолитических орудий, залегавших in situ. Тесная связь аллювия второй террасы с пролювиально-делювиальными накоплениями заставляет рассматривать их совместно.

Разрез второй террасы Толы на правом берегу напротив курорта Сангино вскрыт береговым уступом и свежим оврагом, прорезавшим узкую (140—150 *м*) площадку террасы, лежащую в устье неширокого лога. Над одним из отвершков оврага выработан мелкий (до 1 *м*) карьер, вскрывающий верхние подпочвенные слои. В разрезе обнажены (сверху вниз, рис. 2, *а, б*):

	Мощность, *м*
1. Супесь легкая бурая песчанистая с мелкой остроугольной крошкой и единичным щебнем местных пород; в основании слоя — расколотые гальки, единичные палеолитические орудия и отщепы . . . . . Граница со слоем 2 неясная, не сопровождается существенным изменением состава породы и проведена по исчезновению почвенной окраски.	0,2—0,25
2. Супесь буровато-палевая, светлая, неслоистая, щебнистая, местами наблюдается «черепитчатое» сложение; встречаются мелкие гнезда желтого среднезернистого песка (1—2 *см* толщиной). На глубине 55 и 90 *см* от кровли слоя наблюдаются слабогумусированные красновато-	

бурые прослойки, в верхней из них найден нуклеус леваллуазского типа. Щебнистость увеличивается вниз по разрезу; в самой верхней части слоя и гумусированных прослойках щебня мало 1

В слое 2 в нескольких местах наблюдались своеобразные макротекстуры, сходные с псевдоморфозами по ледяным клиньям. Они образованы клиновидными скоплениями вертикально ориентированных пластин сланцевого щебня. Глубина щебневых «клиньев» — до 0,8 *м*. Далее, в стенке оврага, обнажены:

Мощность, *м*

3. Слой грубого щебневого наноса с линзами, прослоями и гнездами более крупных (до 0,25 *м*) остроугольных обломков сланца. В верхней части встречаются косые прослои и линзы желтого разнозернистого песка и белесовато-палевой лёссовидной супеси до 0,2—0,3 *м* толщиной. Слоистость косая, грубая, подчеркнутая послойным расположением сланцевого щебня; промежутки между щебнем заполнены красновато-палевой песчанистой супесью . . . . . 1—1,2
4. Линзовидный слой буровато-желтой лёссовидной супеси с редким щебнем 0—0,2
5. Отложения слоя 3, со слабо выраженной горизонтальной слоистостью и более тонким и компактным лёссовидным заполнителем 1,5
6. Щебнево-гравийный слой с пропластками разнозернистого грубого песка бурого цвета; слоистость четкая, в виде слабо наклонных (2—3°) вниз по течению реки горизонтальных и диагональных пачек. Встречаются прослои с крупным щебнем и галькой, линзы с сосредоточенными в них крупными обломками и чуть округленными глыбами местных пород. Содержание грубообломочного материала очень неравномерно по простиранию, но в целом его больше в верхней части слоя. По всему разрезу встречаются гравийно-щебневые прослойки с супесчаным заполнением промежутков между обломками 7
7. Супесь желтая лёссовидная плотная с небольшим количеством рассеянного по разрезу щебня. Слабо выражена слоистость, близкая к горизонтальной. В верхней части встречаются длинные линзы серого гравийно-песчаного щебня толщиной до 0,2 *м* . . . . . 0,4—1,5
8. Щебень с супесчаным розовато-желтым заполнителем; супесчаная масса плотная, слабослоистая. В основании слоя — единичные глыбы до 0,5 *м* в поперечнике . . . . . 2—3
9. Скальный цоколь террасы — палеозойские крепкие серые песчаники, среднеслоистые, интенсивно дислоцированные. Цоколь неровный, поднимается до 3,5 *м* над уровнем реки.

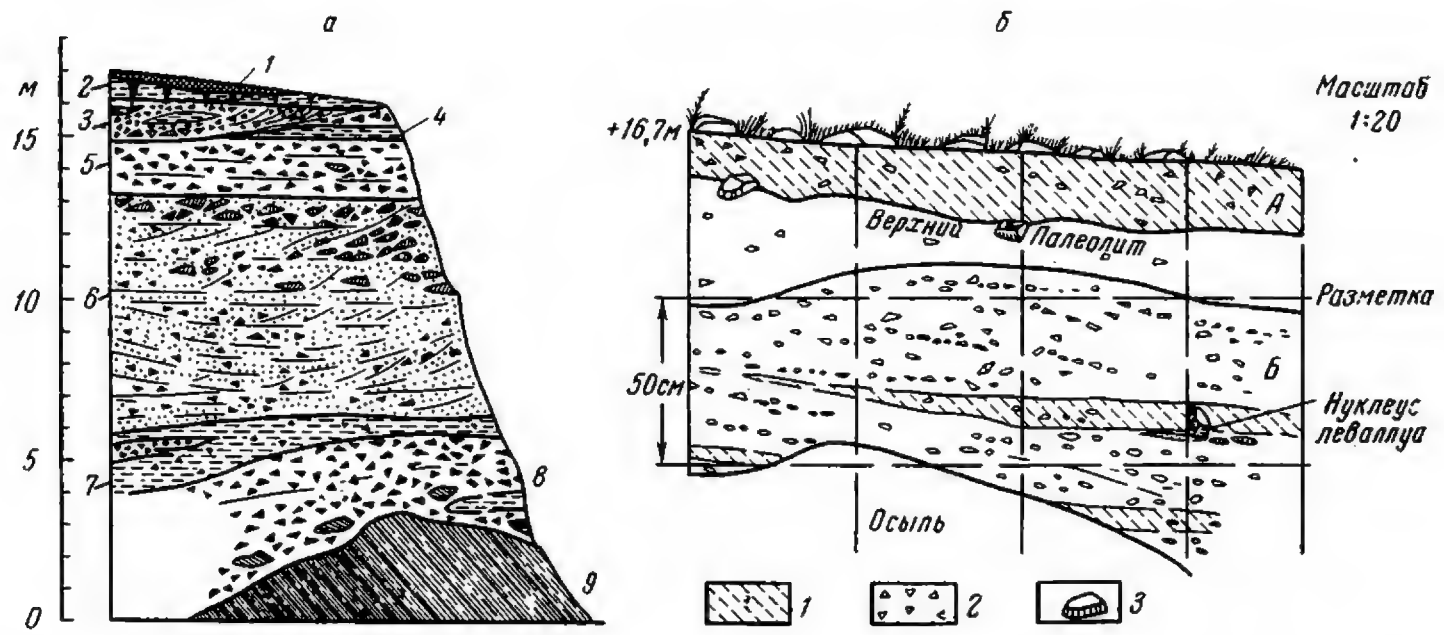


Рис. 2. Разрез второй террасы р. Толы напротив курорта «Сангино» (*а*) и залегание палеолита на стоянке «Сангино» (*б*)

1 — почва и гумусовые слои, *2* — щебень, *3* — каменные орудия
Цифры на рисунке (*1—9*) — слои разреза (описание см. в тексте)

На строение отложений сильно влияет крутизна склонов; это выражается в обилии неокатанных обломков во всех горизонтах разреза, присутствии крупных глыб и слабо сортированных пород. Все же достаточно четко выделяется пачка руслового гравия (слой 7), разделяющая верхний и нижний комплексы делювиально-пролювиальных накоплений. Весьма примечательны грубые черты сходства в строении обоих комплексов — переход от щебневых накоплений к более тонким, супесчаным, вверх по разрезу, и приуроченность именно к этим супесчаным слоям верхнего комплекса палеолитических орудий и отщепов. К сожалению, нижняя, залегающая под аллювием, пачка отложений нигде больше не наблюдалась в разрезах и трудно судить, насколько типично она представлена в обнажении около Сангино.

В долине Орхона около поселка Харахорин вторая терраса имеет два уровня. Верхний, высотой 15—17 *м*, распространен в более узких частях долины, а нижний 12—13-метровый — в ее расширении у поселка, где Орхон выходит в обширную котловину. Нижний уровень, в соответствии со своим геоморфологическим положением, не несет покровных отложений и разрез террасы предстает, так сказать, в более чистом виде.

По разрезам на левом берегу Орхона, у Харахоринского кирпичного завода, ее строение выглядит следующим образом (сверху вниз):

	Мощность, *м*
1. Супесь бурая; местами бурая окраска языками и потеками заходит до глубины 40 *см* (сурчины?); переход к лежащему ниже слою постепенный	0,2—0,25
2. Супесь лёссовидная тяжелая палевого цвета с единичной рассеянной по разрезу или образующей четковидные прослои мелкой галькой; в нижней части слоя супесь песчаниста, содержит больше гальки и приобретает желтый цвет	1—1,5
3. Галечник серый из средней и крупной гальки с прослоями галечного гравия и желтого крупнозернистого или среднемелкозернистого галечного песка	9

Сходное строение имеет этот уровень террасы и на территории поселка Харахорин, но покров супесчаных отложений там тоньше, часто на поверхности выступают речные гальки. На улицах сомона нередко встречаются расколотые палеолитическим человеком гальки и отщепы, близкие по облику к материалу из самого верхнего слоя стоянки Мольтын-ам, лежащей напротив, за Орхоном.

В 2 *км* выше поселка Харахорин на правом берегу реки, в верхней части 12—13-метровой террасы на глубине 0,8 *м* от поверхности, среди бурой песчанистой супеси с четковидными прослоями гальки, залегает 5—8-сантиметровый черный гумусовый слой, смятый процессами оплывания. В этом слое был обнаружен верхнепалеолитический нуклеус.

В открытой части Харахоринской котловины, на правом берегу р. Хугшин-Орхон, речные галечники второй террасы замещаются желтыми галечными песками. Даже на высоком (11—12 *м*) скальном цоколе останца террасы к юго-востоку от поселка Лун залегают речные пески. Вблизи склонов в русловых отложениях появляется примесь щебня, крупные линзы и прослои слабо сортированных осадков — супесчаного грубого щебня с отдельными неокатанными глыбами местных сланцев и песчаников.

В узкой части долины Орхона, выше Харахорина, на протяжении 6 *км* от пади Мольтын-ам до пади Их-норийн-ам, терраса имеет высоту 13—17 *м*. Речные галечники перекрываются комплексом покровных отложений мощностью 3—7 *м*. Он как бы заливает узкие площадки террасы. Наиболее простое строение разреза наблюдается на стоянке Мольтын-ам (рис. 3, *А*, *Б*).

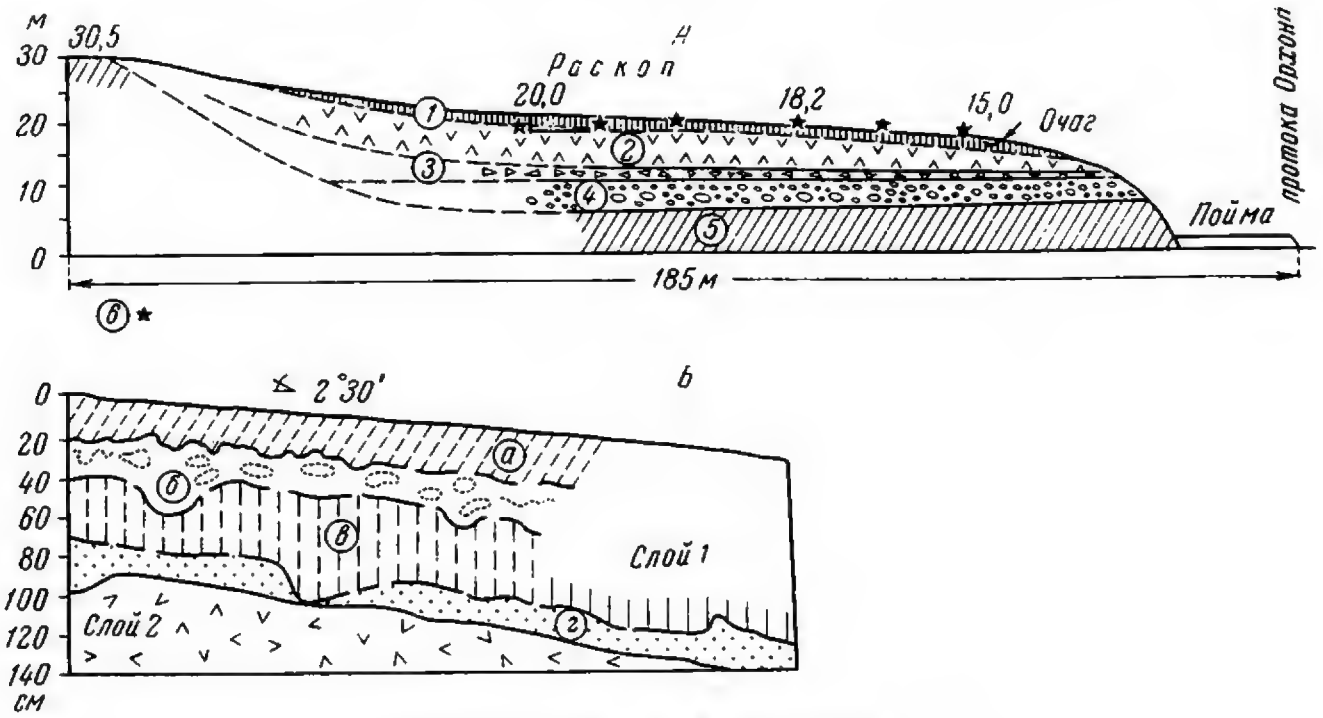


Рис. 3. Стоянка Мольтын-ам

А — строение второй террасы Орхона: *1 — 3* — слои покровного комплекса (*1* — супеси, *2* — супесь со щебнем, *3* — селевый слой с глыбами, *4* — речные галечники, *5* — скальный цоколь); *Б* — строение отложений, вскрытых стенкой раскопа: *1а—г*, *2* — индексы слоев (описание см. в тексте)

В стенке раскопа, заложенного на поверхности пролювиально-делювиального конуса, на отметке около 20 *м*, обнажаются наиболее высокие слои разреза (рис. 3, *Б*), различающиеся окраской более, чем механическим составом:

Слой	Мощность, *м*
1а. Супесь светло-бурая слабогумусированная с единичным мелким щебнем (почва) . . . . . Подошва слоя ровная или «мелковыемчатая».	0,2
1б. Супесь песчанистая желтая с белесовато-палевыми пятнами и разводами; подошва — с мелкими котловинообразными углублениями . .	0,2—0,4
1в. Супесь серовато-белесая плотная лёссовидная; подошва слоя неправильно-волнистая с отдельными углублениями, достигающими кровли слоя 2	0,3—0,5
1г. Супесь темно-желтая слабо песчанистая влажная неслоистая; подошва слоя относительно ровная.	
1а—1г. Слои наклонены к реке согласно с уклоном шлейфа на поверхности террасы (2°30′).	

Во всех слоях встречены палеолитические орудия, особенно многочисленные в верхней и нижней частях разреза. В слое 2 найдена очажная линза. Вторая очажная линза обнаружена в 125 *км* к югу от раскопа, непосредственно над уступом террасы, на высоте 14,5 *м* над рекой. Она приурочена к подошве 20-сантиметрового бурого почвенного слоя, ложащегося там прямо на щебневую супесь слоя 2. Край очага, обращенный к реке, чуть срезан современным склоном. Поперечник линзы — 0,8 *м*, толщина углистого слоя — 10 *см*.

Слой	Мощность, *м*
2. Супесь темно-палевая или желтая, сильно щебнистая, неслоистая; средний и мелкий щебень составляет свыше 50% объема слоя и породу можно было бы назвать «супесчаным щебневиком»; в верхней части щебень сильно разрушен выветриванием, встречаются фрагменты костей и палеолитические орудия	2—3
3. Грубый супесчано-щебневый нанос с линзовидными скоплениями крупных угловатых глыб местных алевролитов и сланцев до 0,5—0,7 *м* в наибольшем поперечнике; нижняя граница слоя волниста, слабо наклонена к реке	до 1,5

Несортированность отложений слоя и слабо намеченная (в виде определенной ориентировки глыб и крупных пластин щебня) грубая наклонная слоистость придают им сходство с накоплениями селевых выносов.

Ниже вскрыты настоящие речные отложения.

Слой	Мощность, *м*
4. Галечник гравийно-песчаный с примесью щебня и линзовидными прослоями окатанных валунов в нижней части; средняя, крупная и мелкая галька местных пород: серых сланцев, алевролитов, песчаников, темно-серых кремнистых сланцев и роговиков, кварца — хорошо окатана (III—IV класс). Редко встречаются гальки чуждых пород: черного пористого базальта с верховьев реки (Левин, 1892), сургучно-красной яшмы и серо-зеленого песчаника	3,5—5
5. Скальный цоколь террасы, палеозойские серые алевролиты и сланцы, на высоту 5—6,3 *м* над рекой.	

Галька темно-серых кремнистых сланцев, обильно встречающихся в русловых галечниках второй террасы, являлась, по-видимому, основным материалом для изготовления палеолитических орудий. Замечательно то, что с поверхности она имеет серо-голубую или светло-серую окраску, точно такую же, как и пленка выветривания («патина») на поверхности каменных изделий. Это является свидетельством относительной близости времени формирования речных отложений и существования палеолитического поселения Мольтын-ам.

Строение второй террасы выше пади Мольтын-ам остается почти неизменным. В местах погружения скального цоколя мощность русловых галечников достигает 8—9 *м*. Исключительно ровная кровля галечного слоя лежит на 8—10,5 *м* выше уровня реки. На нем лежит тот же «покровный комплекс», но строение его становится более сложным.

В основании «покровного комплекса», непосредственно на речных галечниках лежит супесчано-щебневый слой, сходный по составу отложений со слоем 2 разреза Мольтын-ам. Он перекрыт селевым слоем — грубой палевой супесью, переполненной щебнем, с глыбами местных сланцев и алевролитов. Мощность его 1,5—2 *м*. По положению в разрезе эти отложения соответствуют слою 3 Мольтын-ам. Вверх по разрезу грубообломочная порода переходит в палевую щебнистую пролювиальную супесь мощностью от 1,5 до 3,7 *м*. Количество щебня убывает в кровле слоя. В его верхней части около пади Агуйт-ам заметны следы ископаемой бурой почвы, а в устье пади Баг-норийн-ам был найден залегавший in situ череп пещерной (?) гиены Crocuta sp. (определение Э. А. Вангенгейм) (рис. 4). Очевидно, что этот слой аналогичен слою 2 разреза Мольтын-ам.

Над супесчано-щебневым слоем залегает второй селевый слой — желтовато-палевая неслоистая супесь с многочисленным щебнем и глыбами местных пород. Максимальная мощность его — 1,5 *м*; слой залегает местами, с перерывами, около скальных склонов он сливается с первым (нижним) селевым слоем, а разделяющие их отложения выклиниваются.

Верхняя часть 2 селевого слоя постепенно становится более чистой и переходит в тонкий слой малощебнистой палевой или светло-желтой пролювиальной супеси, на котором сформирована поверхностная бурая почва толщиной 0,25—0,3 *м*.

Таким образом, на этом участке наблюдаются две пачки, два ритма чередующихся селевых и пролювиальных накоплений. Как будет видно в дальнейшем, строение покровного комплекса очень сходно со строением верхней части крупных конусов выноса, опирающихся на площадку 12—13-метрового уровня террасы, тянущуюся по левому берегу Орхона ниже пади Мольтын-ам. Существенная разница будет лишь в том,

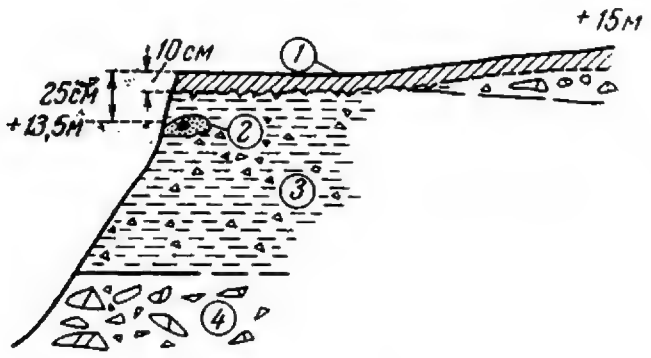


Рис. 4. Строение покровных отложений второй террасы в устье пади Баг-Норийн-ам

1 — почва, *2* — череп Crocuta sp., *3* — щебнистая супесь, *4* — селевый слой с глыбами

что покровные слои террас залегают положе, распластываясь по ровной кровле русловых галечников, в то время как в древних шлейфах углы наклона слоев круче, а материал грубее.

Сходство в строении основных разрезов сангинской террасы на Толе и Орхоне, а также близость строения их покровных отложений к строению конусов выноса позволяют искать общие причины изменения состава и особенностей отложений. Очевидно, они связаны с неоднократным усилением и ослаблением склоновых процессов в соответствии с периодическими изменениями климатических условий.

На поверхности террасы на высоте от 17 до 13,2 *м* над рекой у падей Агуйт-ам и Их-Норийн-ам найдены палеолитические орудия, нуклеусы и отщепы. Они обнаружены также на сходных и более высоких отметках по левому пологому склону пади Уртэйн-ам недалеко от Орхона. На мысе у впадения ручья Уртэйн-ам в р. Орхон, там, где площадка террасы полого срезана более поздним склоном, на высоте 10—11 *м* над рекой найден мезолитический каменный нож (рис. 5). Точную стратиграфическую приуроченность каменных изделий установить не удалось, но, как правило, их удавалось обнаружить в местах смыва или нарушения самого поверхностного слоя, преобразованного почвенными процессами.

Остановимся еще на вопросе о двух уровнях второй террасы в долине Орхона. Очевидно, более низкий (12—13 *м*) уровень образовался без существенного перерыва или изменения условий. У Харахорина он возник при перемещении русла реки от левого склона долины (Мольтын-ам) вправо, до поселка, а перестал заливаться и был заселен палеолитическими людьми только во время накопления самого верхнего культурного слоя стоянки Мольтын-ам.

Более ранние обитатели стоянки заселяли не заливавшуюся паводками уплощенную поверхность делювиально-пролювиального шлейфа вдоль древнего русла, так как наиболее обильные остатки их культуры находятся сейчас на высоте от 20 до 14 *м* над рекой.

Наиболее низкий уровень (10—12 *м*) вторая терраса имеет в широких котловинах: по левому берегу Толы ниже курорта Сангино, за птицефабрикой, и в 25—30 *км* к юго-за-

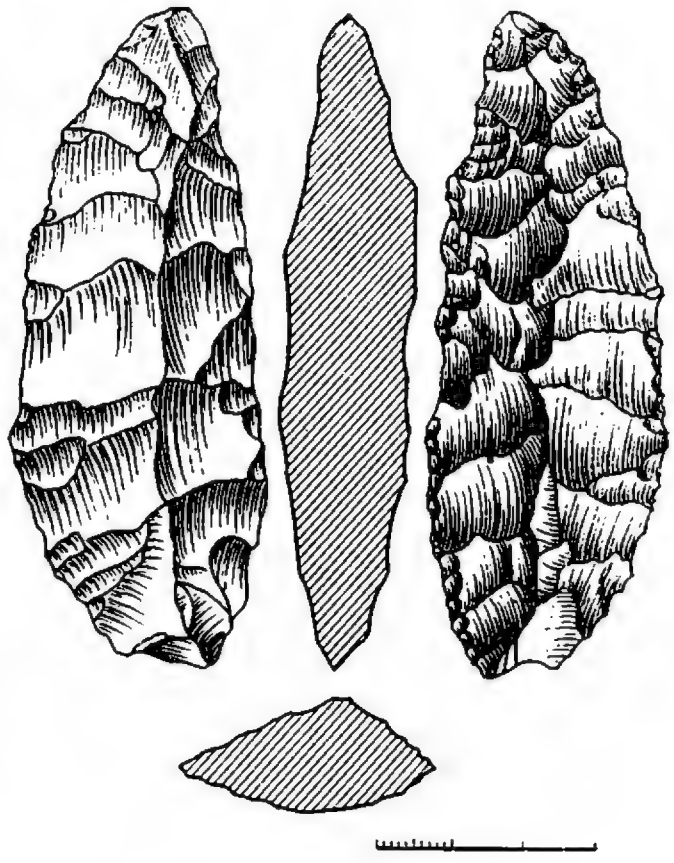


Рис. 5. Листовидный клинок двусторонней обработки (мезолит). Уртэйн-ам (подъемный)

паду от сомона Алтанбулак, на р. Батын-гол около Дашинчелена, на правом берегу Хугшин-Орхона у поселка Лун и в долине р. Хара-Бухыйн-гол. Такой же уровень она имеет на правом берегу Толы выше столицы, около устья первой за Хачуртом речки.

Отличительной особенностью этого уровня террасы является значительная ширина и уплощенность площадки и почти исключительно песчаный состав речных отложений. На ее поверхности нет грубообломочных пролювиально-селевых накоплений, чем и объясняются более низкие отметки над уровнем рек. Пойменные фации обычно маломощны и имеют лёссовидный облик, что вообще характерно для монгольских рек. В единичных случаях (Дашинчелен) пачка пойменных и покровных лёссовидных супесей и песков с погребенными почвами достигает мощности 4,5—5 *м*.

Подошва аллювия обычно уходит под уровень рек, только на Хугшин-Орхоне был замечен низкий (около 2 *м*) скальный цоколь с остатками красноцветного галечника под речными песками. На поверхности террасы нередко встречаются древние дюны и современные песчаные бугры и раздувы.

Разрез отложений на р. Толе (у птицефабрики) имеет следующее строение (сверху вниз):

	Мощность, *м*
1. Песок мелко- и среднезернистый пылеватый бурый, окрашенный почвенными растворами, в основании — черный гумусовый слой до 10 *см* толщиной. Мощность самого слоя изменчива: от 0,1 до 1,2 *м*, она быстро увеличивается к бровке террасы	до 1,2
2. Песок среднезернистый гравийный желтый, промытый, слоистый . . .	1
3. Песок крупнозернистый гравийный косослоистый с прослойками гальки и мелкого щебня	7—8

На поверхности террасы около бровки и в промоинах по автомобильной дороге найдены верхнепалеолитические орудия.

Точно такое же строение сохраняет терраса к юго-западу от Антанбулака, где речные накопления погребены 4-метровой пачкой дюнных песков. На раздувах между дюнами лежит средневековая керамика, единичные неолитические и палеолитические отщепы.

В 2,5 *км* к югу от Дашинчелена, на правом склоне долины р. Батын-гол, широкая ступень второй террасы высотой 11—12 *м* покрыта небольшими песчаными надувами и котловинами выдувания, на которых найдены единичные неолитические отщепы и керамика киданей (X—XI вв.). В разрезе обнажена 5-метровая пачка покровных и пойменных разнозернистых пылеватых слабо слоистых желтых песков с мощным (0,9 *м*) погребенным почвенным горизонтом на глубине 1—2 *м* и двумя гумусовыми прослоями на глубине около 3 и 4,5 *м*. Они подстилаются русловыми промытыми косослоистыми песками (рис. 6, *а*). Погребенная почва образована на несколько более плотном глинисто-пылеватом песке и состоит из верхнего желтовато-коричневого слоя толщиной 0,3 *м* и нижнего, бурого — 0,6 *м*. Гумусовые прослои имеют также более тяжелый механический состав и бурую окраску.

В узкой долине Толы выше г. Улан-Батора, за Хачуртом, в урочище Хуандэй, площадка второй террасы наклонена к оси долины, бровка ее снижена до 8,5—9 *м*. В неглубоких карьерах на поверхности (рис. 6, *б*) вскрываются желтые слоистые пески (12) с единичной рассеянной галькой и линзами галечек, видимой мощностью до 1 *м*. В верхней части пески пылеваты и прокрашены бурым гумусом почвенного слоя (10). в верхней части которого или непосредственно на поверхности залегают эпипалеолитические орудия (14). Местами под слоем бурого песка заметны реликты подзолистой маломощной почвы: порода обесцвечена и прокра-

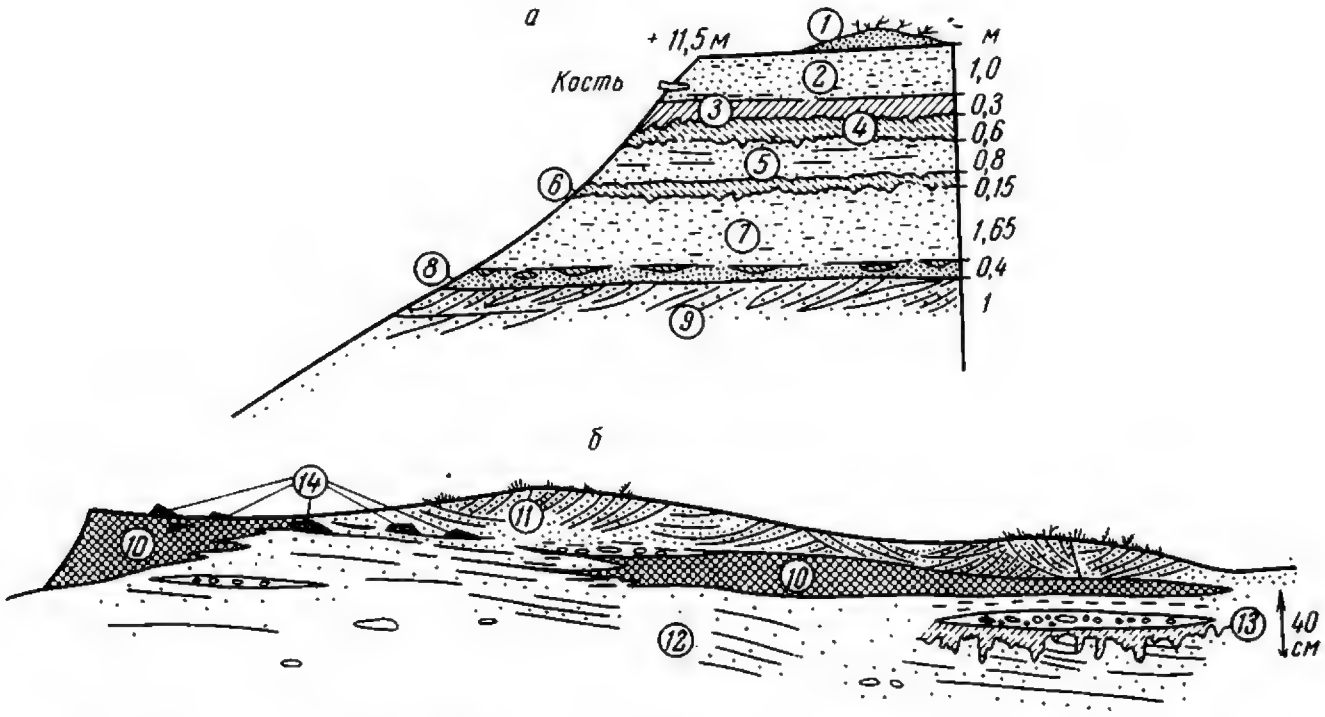


Рис. 6. Разрезы второй террасы у Дашинчелена и в урочище Хуандей

а: *1* — эоловый песок, *2* — пылеватый разнозернистый песок, *3* — *4* — погребенная почва: *3* — желтовато-коричневый слой, *4* — бурый слой, *5* — песок слоя 2, *6* — гумусовый слой, *7* — песок мелкозернистый пылеватый, *8* — линзы гумусированного песка, *9* — речной промытый, косослоистый песок;

б — залегание мезолита на второй террасе Толы выше Хачурта в местности Хуандей: *10* — бурая почва, *11* — эоловый песок, *12* — речной песок, *13* — иллювиальный горизонт маломощной подзолистой почвы, *14* — каменные орудия

шена охристыми потеками (13). Бурый почвенный слой частично перекрыт полузакрепленными бугорками чистого эолового песка высотой 40—80 *см*. На поверхности песчаных надувов почвенный слой еще не успел сформироваться, заметна только слабая гумусовая окраска верхних 5—10 *см*.

На площадках второй террасы, не несущих покровных отложений, еще встречаются немногочисленные следы палеолитических культур. На более низких террасах их уже нет совершенно.

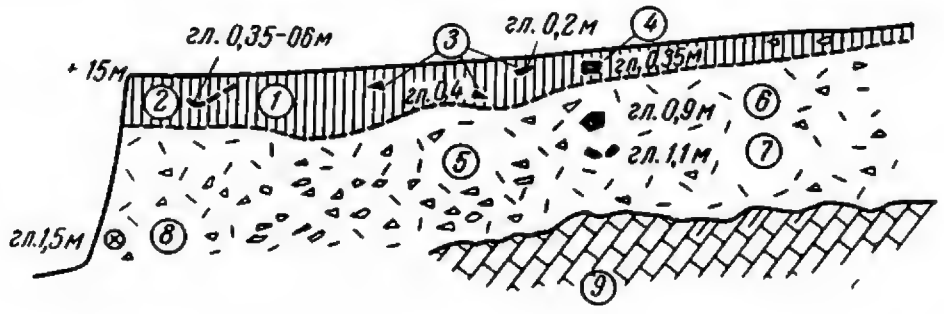


Рис. 7. Палеолитическая стоянка «Булун-Худжир»

1 — почва; *2* — очажная линза; *3* — отщепы; *4* — нуклеус-скребок; *6* — нуклеус леваллуа; *7* — отщепы из красной яшмы; *8* — кости быка, лошади и верблюда; *9* — скальный цоколь

К стоянкам на покровном комплексе второй террасы — по условиям залегания и положению в рельефе — тяготеет интересная, но еще малоисследованная стоянка Булун-Худжир (рис. 7) на правом берегу Толы выше Улан-Батора. Она расположена в нескольких сотнях метров севернее шоссе, под западным склоном скального отрога, срезанного под уровень 35-метровой (храмовой) террасы. Наклонная поверхность площадки, в отложениях которой заключены каменные изделия, образует

узкую наклонную террасовидную ступень, вытянутую вдоль реки на высоте 15—17 *м* над нею.

На выровненной и выветрелой поверхности высокого скального цоколя нет никаких речных отложений. Прямо на трещиноватую выветрелую скалу (9) ложится слой палевого супесчано-щебневого неслоистого пролювиального наноса (5) мощностью до 1,5 *м*. В нижней части слоя (8) найдены фрагменты лучевой кости Bos sp., метатараса Camelus sp., обломки верхних зубов Equus caballus L., по сохранности близкие к верхнеплейстоценовым (определения Э. А. Вангенгейм). В средней части того же слоя (на глубине 1,1 *м* под поверхностью) залегали два отщепа из красной яшмы (7), а 20-ю сантиметрами выше — нуклеус леваллуа из серого кремнистого сланца (6). Неровная волнистая поверхность слоя перекрыта светло-бурой или палевой, а в верхней части бурой супесью (1) с многочисленными отщепами (3) и нуклеусом-скребком (4), залегавшим на глубине 0,35 *м*. В этом же слое была обнаружена очажная линза (2), слегка деформированная сползанием грунта. Мощность слоя, весьма изменчивая из-за неровностей подошвы, колеблется от 0,4 до 1,2 *м*.

Строение разреза весьма сходно с двумя верхними слоями террасы у Мольтын-ам на Орхоне.

Первая надпойменная терраса в долине Толы распространена локально, узкими сегментами. Высота ее у Хачурта около 8 *м*, в Уланбаторской котловине — 5—6 *м*, ниже Лун-сомона, в узком участке долины, снова 7—8 *м*. На Орхоне и Хугшин-Орхоне, ниже Харахорина, площадка террасы очень обширна, нередко занимает почти все междуречье. На поверхности террасы около Луна расположены всемирно известные тюркские памятники VIII в.— некрополи Кюль-Тегина и Бильге-кагана.

Терраса сложена желтыми косослоистыми галечными песками, перекрытыми палевой или бурой песчаной супесью с единичной галькой и щебнем, мощностью от 0,5 до 2 *м*. Около устьев крутых логов и скалистых отрогов пески замещаются галечно-щебневыми наносами, перекрытыми щебневой супесью лёссовидного облика. Характерно, что в этих несортированных отложениях никогда не бывает крупных обломков и их скоплений, столь обычных в разрезах второй террасы.

На поверхности террасы не было найдено археологических памятников каменного века. На поверхности плоских котловин, почти сливающихся с площадкой первой террасы Толы севернее Лун-сомона, встречались единичные позднепалеолитические отщепы, но ни одна из находок «не перешла» в пределы поверхности террасы.

Пойменная терраса имеет два более или менее четко различающихся уровня высотой 0,5—1 *м* и 1,2—2 *м* над уровнем рек. Существенных различий в отложениях нет, обычно это чистые или песчано-гравийные серые галечники, перекрытые маломощным серо-бурым супесчаным наносом. По данным В. А. Обручева (1947), мощность песчано-галечного аллювия Толы, пройденного скважинами в Улан-Баторе, 9—10 *м*. На р. Хара-Бухийн-гол на высоте 1,5—2 *м* над рекой, непосредственно выше пойменного уровня, были собраны неолитические отщепы, орудия и керамика. На высокой пойме Орхона сохранились следы оросительных систем средневекового поселения.

Отложения конусов выноса

Конусы выноса чрезвычайно многочисленны по периферии горных склонов, у выхода логов и падей в котловины и речные долины. Беглые наблюдения над их морфологией и составом отложений позволили уло-

вить лишь самые общие особенности. По наблюдениям на левом склоне долины Орхона ниже Харахорина можно наметить три их генерации.

Наиболее древний мощный конус выноса в устье пади Пандзын-Джалык начинается у скальных выходов на высоте 60—80 *м* над рекой. Его крутая верхняя часть имеет уклон около 10—12°. На высоте 25—30 *м* поверхность конуса выполаживается до 5°, а затем — до 3°—2°30′. Такой уклон сохраняется до самого берега Орхона и завершается 20-метровыми обрывами.

В разрезе конуса выходит палевая лёссовидная супесь мощностью 2,5—3 *м*, содержащая рассеянный щебень. Ниже идет весьма однородная толща плотной желто-палевой сильно щебнистой супеси с прослоями

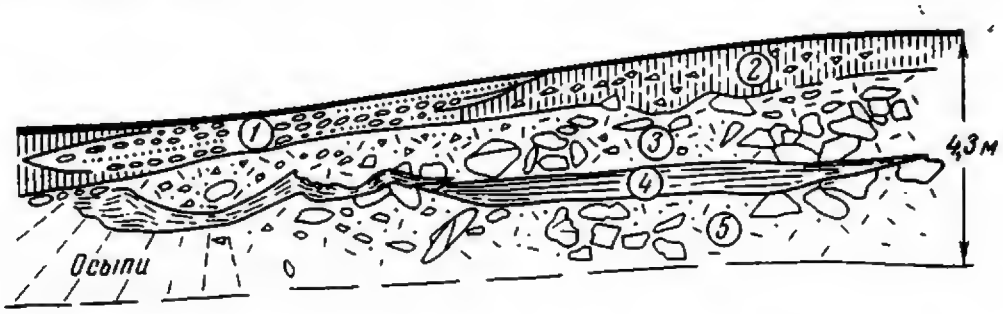


Рис. 8. Строение конуса выноса на левом берегу Орхона

1 — ложковые отложения; *2* — лёссовидная супесь; *3* — верхний глыбовый слой; *4* — слоистый песок; *5* — нижний глыбовый слой

щебня; в средней части встречаются гравийно-щебневые прослои; видимая мощность толщи до 18 *м*. Верхняя часть отложений конуса по периферии перекрывается более молодыми делювиальными накоплениями — щебнистой супесью. В верхней части этого более молодого слоя под бурым почвенным горизонтом найдены палеолитические орудия и отщепы, залегающие на высоте 13—15 *м* над рекой. Из ложковых отложений, вложенных с поверхности в накопления конуса, собраны обломки кости быка Bos. sp. По степени сохранности кость субфоссильная (не древнее самых верхов плейстоцена-голоцена, по заключению Э. А. Вангенгейм).

Конусы выноса из первой крупной двойной пади ниже кирпичного завода образуют двухъярусную систему. Старый, более обширный, конус с уклонами поверхности 3—4° опирается на поверхность второй террасы, имеющей высоту 12—13 *м*. Он прорезан сухим руслом, дающим молодой конус, подмытый у берега староречьем Орхона.

В разрезе старого конуса (рис. 8) выходят следующие слои (сверху вниз):

	Мощность, *м*
1. Горизонт ложковых отложений (1) и покровных супесей (2). Ложковые отложения представлены плоскими линзами из перемежающихся слойков гравия, песка, щебня и супеси общей мощностью до 0,6 *м* при ширине 4—5 *м*. Ложковые наносы подстилаются, перекрываются и замещаются по простиранию палевой лёссовидной песчанистой супесью с четковидными слоями щебня	1—1,2
2. Грубообломочный слой (3), состоящий на 70% из щебня, гравия и глыб до 0,4—0,8 *м* в поперечнике, промежутки заполнены светло-палевой песчанистой супесью (верхний селевый слой)	0,4—1,2
3. Тонкий, но хорошо выдержанный по простиранию слой желтого разнозернистого тонкослоистого слабо пылеватого песка с гравием, переходящий в пропластки галечного гравия (4)	0,3
4. Грубообломочный слой, аналогичный слою 2 (нижний селевый слой)	1,7

На поверхности конуса найдены верхнепалеолитические орудия, на склонах пади, не прикрытых пролювием — палеолитические чопперы. В периферической части конуса, там, где он снижается до высоты 8—

10 *м* над рекой, опускаясь ниже площадки II террасы, под 20-сантиметровым слоем бурой почвенной супеси были найдены обломки метаподия лошади Equus caballus L., фрагмент рога полорогого (определения Э. А. Вангенгейм) и костяная мезолитическая мотыга.

Молодой конус, подрезанный протокой Орхона, вскрыт 4-метровым уступом. Он сложен чередующимися палевыми и бурыми слоями щебнистого гравия и гравийного щебня с прослойками и линзами желтобурого пылеватого песка и одноцветной супеси. Крупные обломки рассредоточены по разрезу и залегают в слоях щебня.

Как видно из описания, верхняя часть отложений старого конуса вполне сходна с разрезом «покровного комплекса» II террасы Орхона, отличаясь от последнего небольшой мощностью и песчано-гравийным составом отложений, разделяющих селевые слои.

На левобережье Толы, у подножия северо-западных отрогов г. Богдо-ул, возвышающейся напротив Улан-Батора, подгорная наклонная равнина образована слившимися между собой конусами выноса, прорезанными современными оврагами и сухими руслами. Поверхность конусов имеет уклон около 5°.

У моста на шоссе, ведущем в аэропорт столицы, в 350 *м* от берега Толы, на высоте 35—40 *м* над рекой, отложения, вскрытые крутой стенкой сухого русла, имеют следующее строение:

	Мощность, *м*
1. Супесь бурая правелисто-щебнистая с четковидимыми слойками мелкого щебня . . . . . Нижняя граница слоя неровная, с мелкими карманами, сурчинами.	0,2—0.8
2. Супесь буровато-палевая лёссовидная с мелким, средним и редким крупным щебнем, ориентированным послойно. Грубо намеченные слои падают против уклона поверхности («в глубь разреза») под углом от 2° до 10°. Щебень составляет от 15 до 40% объема слоя	1,2
3. Линзовидный слой светло-палевой чистой лёссовидной песчанистой супеси	0—0,15
4. Грубые гравелисто-щебневые отложения с большим числом неокатанных глыб местных алевролитов и сланцев. Весь материал ориентирован послойно, слои косые, падают в направлении обратном склону под углом от 20° до 25—27°. Грубые по составу слои чередуются с более тонкими, встречаются тонкие прослойки гравелистой супеси. В свежем «вывале» из этого слоя найден фрагмент нижней челюсти Bison priscus Boj. (определение Э. А. Вангенгейм)	0,6—0,8
5. Супесь гравелисто-щебнистая с прослоями гравийного щебня и остроугольного гравия; щебень мелкий и средний, крупный — единичен. Редкие прослойки и линзы палево-коричневой супеси. Все слои наклонены против уклона поверхности	1,2

Находка кости бизона верхнеплейстоценового облика позволяет отнести к этому времени, по крайней мере, верхнюю часть накоплений. Весьма примечательно, что и в этом разрезе выходит «глыбовый горизонт», залегающий на глубине около 1,8 *м* под поверхностью, аналогичный селевым слоям конусов выноса Орхона и покровного комплекса второй террасы.

Формирование наиболее мощных древних конусов выноса трудно отнести к какому-либо определенному отрезку времени. По-видимому, образование их в основном закончилось до накопления отложений второй террасы, и во время существования палеолитических поселений в долине Орхона они уже разрушались.

Старые конусы явно синхронны времени накопления сангинского аллювия и частично продолжали формироваться позднее, так как периферические их части опускаются местами ниже площадки второй террасы и заключают в поверхностном слое мезолитические костяные орудия. Интенсивное разрушение их началось относительно недавно.

Молодые конусы выноса синхронны пойменной террасе.

Эоловые накопления

Движущиеся пески, столь характерные для южной Гоби, очень редки в Центральной Монголии и приурочены, по-видимому, к местам, где неумеренный выпас скота привел к разрушению почвенно-растительного покрова и оголению легко развеваемого субстрата. Таковы уже описанные дюнные пески на второй террасе Толы, песчаные бугры у Дашинчелена и пески урочища Хурум-Элистей, присыпающие покровы базальтов.

Существуют, однако, более заметные песчаные скопления: обширные группы крупных заросших песчаных дюн. Они обычно располагаются по южным окраинам больших котловин, против седловин и перевалов, пересекающих скалистые кряжи и увалы. Мы наблюдали их к югу от автомобильной дороги Цэцэрлэг — Улан-Батор у Хадасана, в долине р. Хара-Бухыйн-гол, между Баян-Нуром и Лун-сомоном, а также в 30 *км* восточнее последнего. Ни один из этих древних массивов нам не удалось посетить, но даже на значительном расстоянии заметно, что современные эоловые процессы образовали на их поверхности только мелкие вторичные формы — котловины выдувания и бугры, совершенно несоизмеримые по масштабам с размерами древних дюн, достигающих 10—15-метровой высоты.

Старые заросшие дюны являются памятниками относительно недавнего вторжения пустынных ландшафтов в горные лесостепи и степи Центральной Монголии и последующего увлажнения климата, способствовавшего их зарастанию.

РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ НА НЕКОТОРЫХ «ВОДОРАЗДЕЛЬНЫХ» И ДОЛИННЫХ СТОЯНКАХ

Камни, обработанные палеолитическим человеком, часто встречаются в виде значительных скоплений на местных перевалах и седловинах водораздельных пространств, где в настоящее время нет никаких поселений, почти нет топлива и совершенно нет питьевой воды. Этот факт весьма примечателен и, на наш взгляд, свидетельствует не о непритязательности палеолитических людей, отлично умевших выбирать места для поселений, а о существенно иных природных условиях того времени.

Предметы палеолитической культуры никогда не залегают на поверхности бурого слоя современной степной почвы, а обнаруживаются либо внутри него, на некоторой глубине, либо в тех местах, где этот слой отсутствует — на перегибах склонов, скатах промоин, на полотне и в кюветах автомобильных дорог.

Палеолитическая стоянка «Эрденисант»

Наиболее интересным и показательным из числа водораздельных палеолитических местонахождений является стоянка «Эрденисант» у группы причудливых гнейсовых скал, венчающих обширную возвышенность в 20 *км* к юго-западу от одноименного сомона.

Основания скал уходят под продукты их разрушения — желтый или розовато-желтый чистый песок с гнейсовой дресвой. Каменные изделия встречаются прямо на его поверхности. На небольшом расстоянии песчаный субстрат скрывается под тонким (10—45 *см*) покровом бурой песчанистой почвенной супеси, одевающей склоны. На поверхности супесчаного слоя орудия и отщепы не попадаются, но во всех местах, где он нарушен мелкими рытвинами, появляются снова. Количество орудий и отщепов необычайно велико и исчисляется, по-видимому, многими ты-

сячами. Некоторые из них лежат непосредственно на плоских гнейсовых плитах, не прикрытых наносом (рис. 9). Огромное большинство изделий выполнено из галек темно-серого кремнистого сланца, некоторые — из кремня, черного аргиллита, халцедона, светло-бурого фельзит-порфира — пород, совершенно не встречающихся ближе, чем за 20 *км* (террасы Толы). Только редкие кварцевые нуклеусы и отщепы могли быть изготовлены из местного материала — жильного кварца.

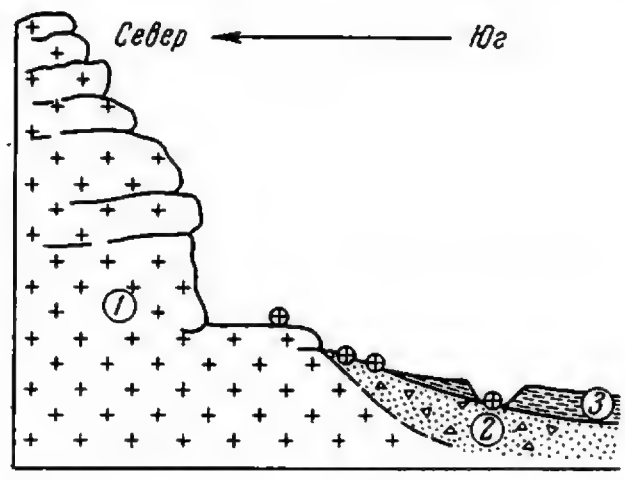


Рис. 9. Условия залегания палеолита на стоянке «Эрденисант»

1 — гнейс; *2*— песок с дресвой гнейса; *3* — бурая супесь. Крест в кружке — палеолитические орудия

Весьма примечательны находки отщепов, переработанных в пустынные многогранники («дрейканте-ры») летучими песками. Они были собраны в промоинах ниже слоя бурой почвы. Кромки отщепов слегка закруглены, сохранившиеся грани отполированы. Нередко на них выточен сложный струйчато-волнистый узор. Следы пустынного выветривания, совершенно несвойственного современным условиям, сохранились и на поверхности гнейсовых скал в виде ячей выдувания.

Местность в настоящее время практически безводна, ближайшая река — в 20 *км*, озера — в 5—7 *км*. На гнейсовых скалах и у их подножия встречаются редкие деревья — монгольский вяз и кусты дикого абрикоса. Исключительное удобство местности — широкий обзор, возможное наличие топлива для костров, защита от ветра под скалами, наличие естественных «наковален» (гнейсовых плит) не могло бы, на наш взгляд, компенсировать отсутствия местного материала для изготовления орудий, если при этом еще не было бы и воды. Значит она там была, и стоянка на гнейсовых скалах существовала в период о б в о д н е н и я водораздельных пространств. Очевидно, что при этом древесные и кустарниковые заросли были также значительно более обширными. В таком случае одна доставка материала для орудий не была, очевидно, существенным препятствием для поселения человека.

В более позднее время наступило иссушение местности, вторжение пустынных ландшафтов и, наконец, новое, но не столь обильное, как прежде, увлажнение и формирование почвенного покрова.

Долина Толы у Хачурта

На правом склоне долины, ниже поселка, четко выражена широкая площадка первой (8-метровой) террасы. У тылового шва она полого поднимается, на отметке 10—11 *м* подъем становится круче. На отметках 15—17 *м* склон прорезан неглубокой выемкой автомобильной дороги.

На высоте около 9 *м* над рекой на поверхности наблюдается очаговая каменная кладка со следами обжига на камнях, особенно на глыбе красной яшмы. Орудий не найдено. Начиная с 15 *м* над рекой и выше по склону, вдоль дороги, в промоинах лежат многочисленные палеолитические орудия и отщепы.

Расположение палеолитических орудий явно указывает на принадлежность их к уровню второй (сангинской) террасы, хотя сама терраса совершенно не выражена в рельефе. Очажная кладка явно имеет более позднее происхождение и, по-видимому, относится ко времени форми-

рования первой террасы. Возможно, что следами деятельности человека этого этапа являются попадающиеся выше по склону каменные орудия и отщепы со следами реутилизации — ретушью, срезающей голубовато-серую «палеолитическую» патину. Может оказаться, что эти следы деятельности человека одновозрастны эпипалеолитической каменной индустрии, найденной на площадке второй террасы выше по реке, за Хачуртом.

Неолитическая стоянка Лун-сомон

Стоянка «Лун-сомон» обнаружена на территории одноименного поселка, посреди незастроенной и почти лишенной растительного покрова песчаной площадки перед гостиницей. Культурный слой стоянки почти совпадает с современной поверхностью. К нему приурочена каменная очажная кладка с залегающей на глубине 15—25 *см* очажной линзой углистой супеси толщиной до 12 *см*, перекрытой 15-сантиметровым слоем светло-бурой супеси со щебнем, а также великолепная зернотерка — сланцевая плита с двумя курантами: грубым — из слюдяного светлого гнейса и тонким — из окремненной зеленовато-серой брекчии.

На поверхности песчаной площадки рассеяны многие десятки мелких отщепов и миниатюрных изделий из разноцветных (красных, серых, бурых, коричневых, зеленоватых, белых, черных) кремнистых пород — кремня, яшмы, халцедона. Материал, по-видимому, приносный, так как среди галечников Толы гальки подобных пород (кроме красной яшмы) не найдено, если только неолитические поселенцы не искали ее значительно тщательнее нас.

Культурный комплекс расположен на 200-метровом участке, где короткий, начинающийся у ближайшего скального отрога, но пологий (1—1,5°) правый склон долины Толы образует еле-еле наклоненную (1/100) к реке площадку, лежащую на высоте от 12,5 до 10 *м* над ее уровнем. Ниже 10 *м* неолитические отщепы и орудия исчезают.

Очевидно, что существование стоянки относится ко времени формирования более низких террас, возможно первой надпойменной (7—8 *м*). В этом случае (судя по профилю склона) она располагалась бы на удалении около 150 *м* от берега, а крайние пункты рассеяния отщепов разместились бы у самого берегового склона.

Памятники каменного века Монголии и результаты полевых наблюдений 1964 г.

В 1964 г. совместные полевые археологические и геологические наблюдения были начаты в районе Улан-Батора и его ближайших окрестностях, где еще в 1949 г. А. П. Окладниковым была обнаружена серия палеолитических поселений.

Поселения располагались здесь на относительно высоких террасовых площадках (сангинской террасы), склонах невысоких холмов по обоим берегам р. Толы и вдоль священной издревле горы Богдо-Уул. Они связаны преимущественно с небольшими падями и распадками в устьях речек и ручьев, вытекающих из этих падей и впадающих в Толу. Палеолитический человек, очевидно, бродил вдоль Толы и ее притоков в погоне за охотничьей добычей, останавливаясь на более или менее длительный срок в наиболее удобных местах, где имелась чистая прозрачная вода, было много дичи и рыбы. Немаловажное значение для такой временной оседлости имело и наличие каменного сырья, служившего для изготовления орудий труда. Среди этих поселений выделяются такие, которые можно назвать своего рода камнеобрабатывающими

центрами — факториями. Таково одно из поселений на левом берегу р. Толы. Здесь на седловине небольшого холма, высоко над рекой Толой (около 25—30 *м*) рассеяно много хорошо окатанных водой овальных речных галек зеленоватого кремнистого сланца. Все они оказались расколотыми поперек сильным поперечно направленным ударом. У многих таких галек, часто довольно крупных по размеру (10—15 *см* длиной), тяжелых и массивных, образовавшееся в результате раскалывания, прямое лезвие было обработано дополнительно крутыми, почти вертикальными или слегка наклонными сколами, а иногда и подправлено

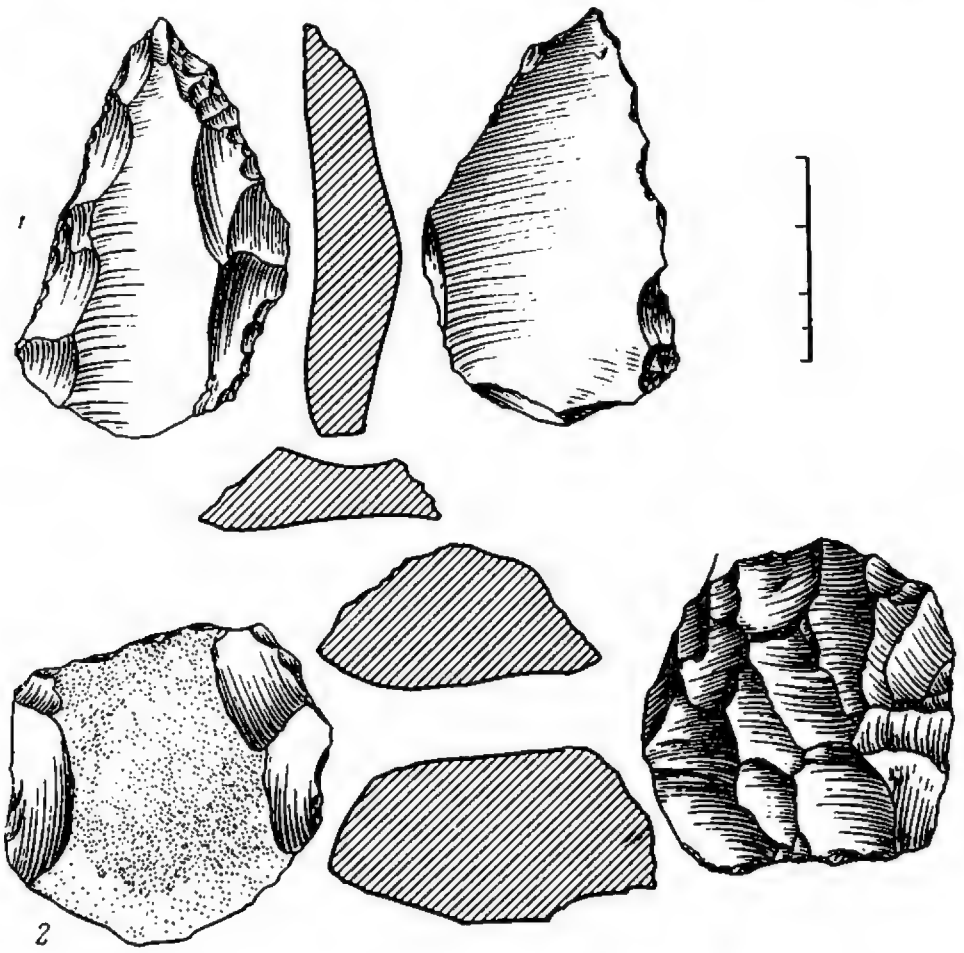


Рис. 10. Стоянка Сангино

1 — остроконечник мустьерского типа (подъемный); *2* — дисковидный нуклеус из нижнего культурного слоя (in situ)

дополнительной, мелкой «вторичной» ретушью. Такая обработка превращала эти изделия в своего рода рубящие или скребловидные инструменты — в чопперы, по принятой в Западной Европе и в Америке терминологии. Однако в ряде случаев трудно сказать, что это такое — галечные нуклеусы, служившие для снятия с них отщепов и пластин с острыми режущими краями-лезвиями, или настоящие орудия, большие массивные скребла и своего рода палеолитические топоры. Вероятнее же всего, что это действительно были в одних случаях просто галечные нуклеусы, в других случаях из таких нуклеусов в конце концов получались массивные скребловидные инструменты или рубящие орудия, протопоры, аналогичные так называемым соанским чопперам в Северной Индии или галечным орудиям Южной Африки.

Совершенно такое же по характеру находок и условиям, в которых они располагались, местонахождение каменных изделий было обнаружено нами в 1962 г. далеко ниже по течению р. Толы в 44 *км* от Улан-Батора по направлению к сомону Алтанбулак.

От этих местонахождений — мастерских, где в массовом количестве изготовлялись расколотые гальки и в том числе галечные орудия типа

чопперов,— резко отличны широко распространенные в этом же районе местонахождения, выделяющиеся прежде всего обилием отщепов, реже пластин, а также наличием нуклеусов различных видов и форм, изредка скребел, скребков, острий типа проколок или ножей. Это уже не мастерские-фактории, а настоящие поселения обычного для соседней Сибири, Прибайкалья, Забайкалья, Алтая, Ленского края и долины Енисея типа становища первобытных охотников.

В долине Толы у г. Улан-Батора к числу наиболее характерных поселений этого типа принадлежат стоянки у г. Зайсан-Тологой, вблизи Аэропорта (Аэропорт I), в Сангино (рис. 10), в местности Шара-Хада у восточной окраины г. Улан-Батора на р. Улястай и у возвышенности Булун-Худжир.

Следующая группа палеолитических поселений, о которой здесь идет речь, расположена в бассейне р. Орхона, между поселком Лун и Эрдени-Дзу. Важнейшее из найденных здесь поселений находится в пади Мольтын-ам (Черемуховая падь) на правом высоком берегу р. Орхон напротив развалин древней столицы Каракорум и монастыря Эрдени-Дзу. Поселения эти, как и в долине р. Толы у Улан-Батора, разделяются на две группы. Поселение в пади Мольтын-ам дает характерную картину стойбища палеолитических охотников. На нем рассеяно множество расколотых галек, чопперовидных изделий, отщепов и пластин; встречаются скребла, скребки и даже остроконечники. На поселении длительное время жили люди, и оно поэтому даже многослойное.

Совершенно иную картину представляет местонахождение палеолитических остатков, расположенное всего лишь в каких-нибудь 1,5—2 *км* от Мольтын-ам, к югу от поселка Харахорина, на возвышенности противоположного правого берега Орхона. Возвышенность эта ориентирована поперек русла реки, с севера на юг, увенчана площадкой 60—70-метровой террасы и обрывается к реке крутым скалистым склоном. На седлообразной вершине ее и на самой высокой площадке над рекой рассеяно множество оббитых галек, в том числе чопперов: картина в целом совершенно такая же, как и на местонахождении в долине Толы. Такие же мастерские-фактории, где в массовых масштабах осуществлялась переработка каменного сырья — речных галек темно-серого или черного кремнистого сланца, «испытанных» на твердость во время их передвижения в реке,— наблюдаются и на других местонахождениях, например вблизи известной своими замечательными древними надписями скале Тайхир-Чулуу.

В 1964 г. разведкой по правому и левому берегу Толы на протяжении 60—70 *км* вверх от г. Улан-Батора снова был обнаружен ряд неизвестных ранее местонахождений тех же двух типов, как и обнаруженные ранее.

Особо надо выделить местонахождения водораздельного типа, в частности самое замечательное из них — Эрденисант («Гнейсовые скалы»).

Уже первые наблюдения в этих районах, на Орхоне и Толе, подтвердили, что палеолитическая культура проходила здесь определенный и длительный путь развития. Наиболее полную картину эволюции техники обработки камня и типов каменных изделий дают раскопки на многослойном поселении Мольтын-ам. Судя по находкам в нижних слоях этого поселения, там господствовали еще древние, леваллуа-мустьерские в принципе, приемы работы с камнем. Широко были распространены нуклеусы древних форм: дисковидного типа и леваллуазские (рис. 11, *1*), в том числе как двухплощадочные, у которых пластины снимались с двух противоположных концов встречнонаправленными

ударами, так и одноплощадочные. В нижних слоях Мольтын-ам обнаружены также скребки и остроконечники, близкие к мустьерским. Остроконечники эти треугольные по форме с массивными лезвиями оформлены крутой ступенчатой ретушью.

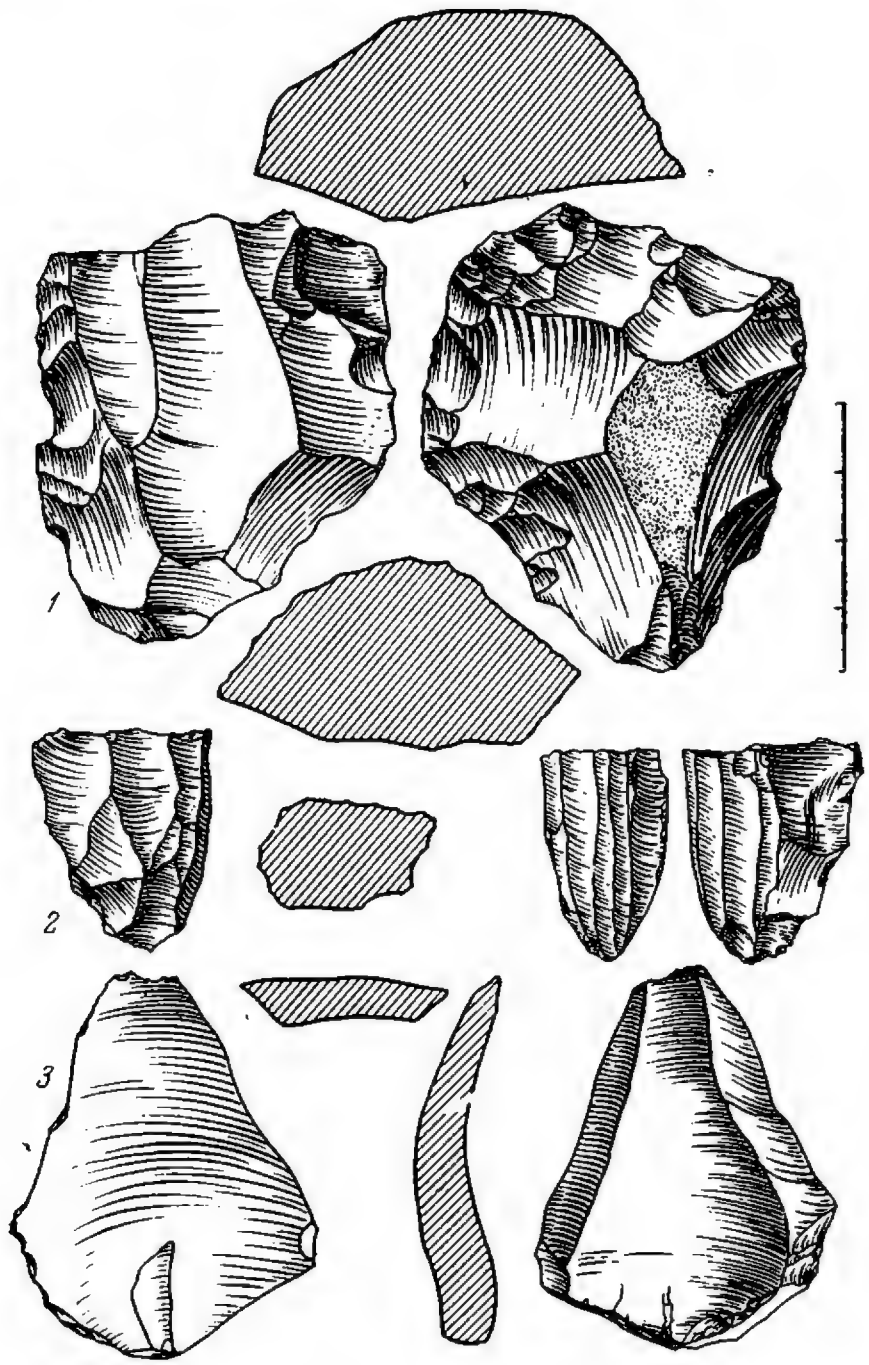


Рис. 11. Стоянка Мольтын-ам

1 — нуклеус типа леваллуа (с двух сторон и разрезы) из 5-го археологического слоя; *2* — нуклеус-скребок из верхнего слоя; *3* — пластина, снятая с леваллуазского нуклеуса (из пятого археологического слоя)

Но при устойчивом сохранении древних технических традиций эта культура уже в какой-то мере обнаруживает признаки перехода на новую ступень эволюции. Об этом свидетельствует наличие скребков, изготовленных из широких древних пластин и сходных с солютрейскими в в Европе первых грубых нуклеусов-скребков сибирского типа. У таких нуклеусов-скребков один край образует острое ребро, обработанное двухсторонней ретушью, а другой оформлен длинными треугольниками-фасетками, получившимися в результате отщепления правильных и, как правило, узких ножевидных пластин.

В дальнейшем, во время формирования верхних слоев поселения Мольтын-ам, увеличивается количество оббитых галек-чопперов, скреб-

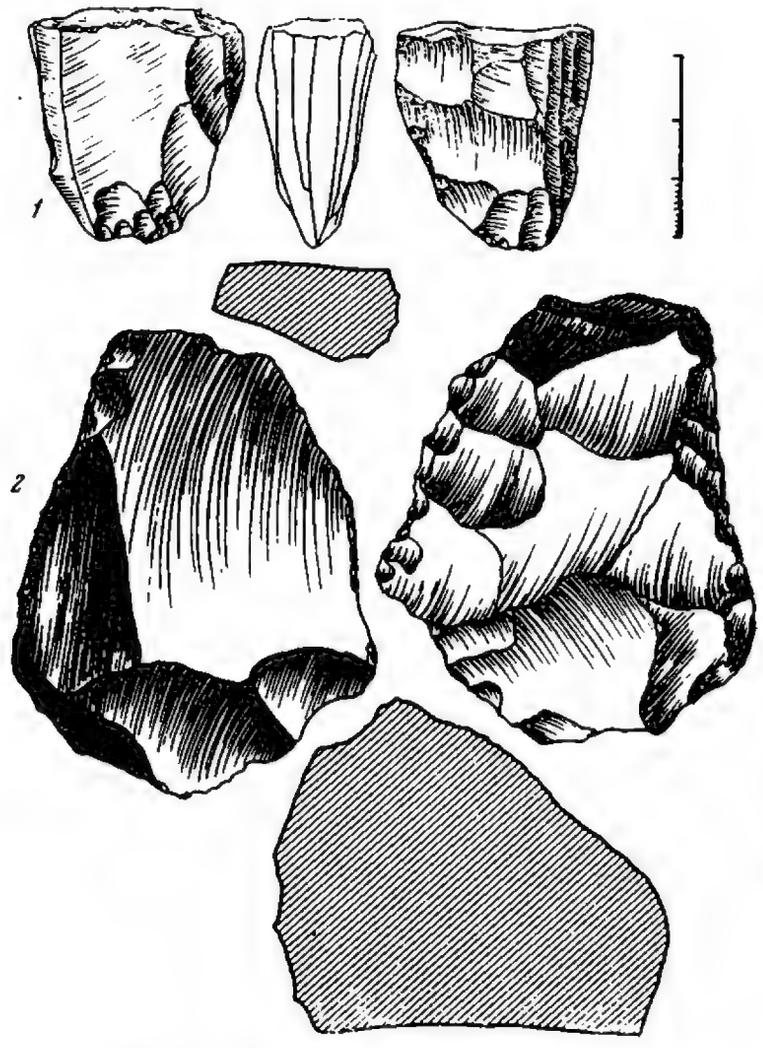


Рис. 12. Стоянка Булун-Худжир

1 — нуклеус-скребок из верхнего культурного слоя (in situ); *2* —заготовка нуклеуса леваллуа (с двух сторон и разрез) из нижнего культурного слоя (in situ)

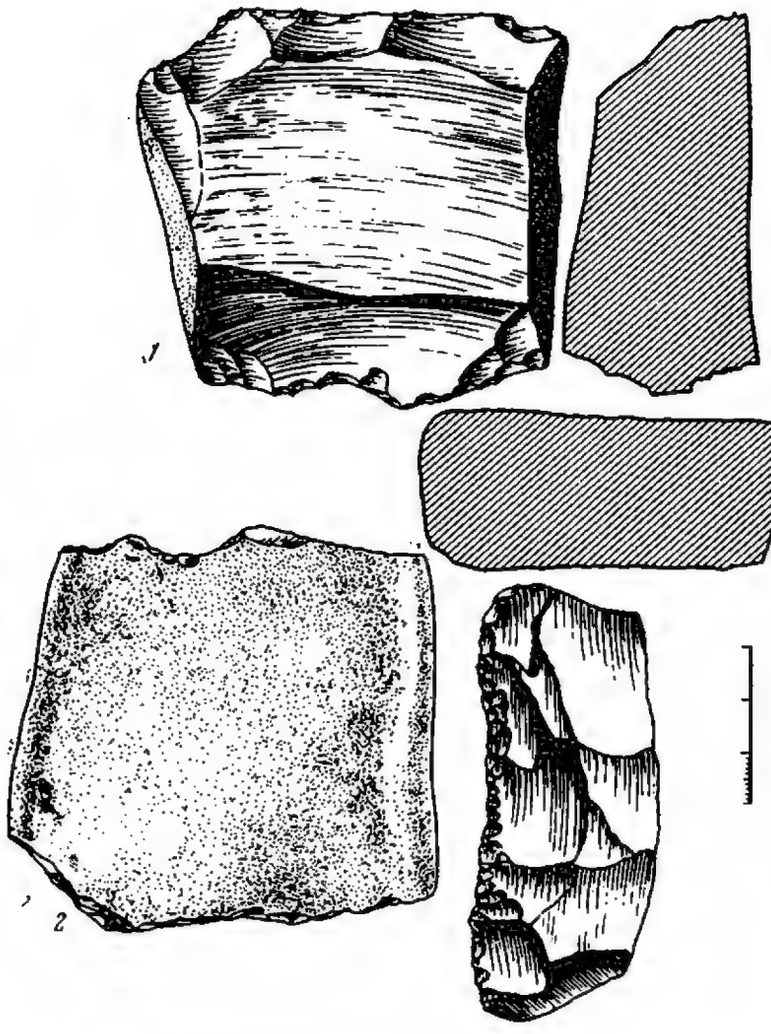


Рис. 13. Стоянка Сангино

1—2 — заготовка двухплощадочного нуклеуса эпилевалуазского типа из гальки (верхний культурный слой, in situ)

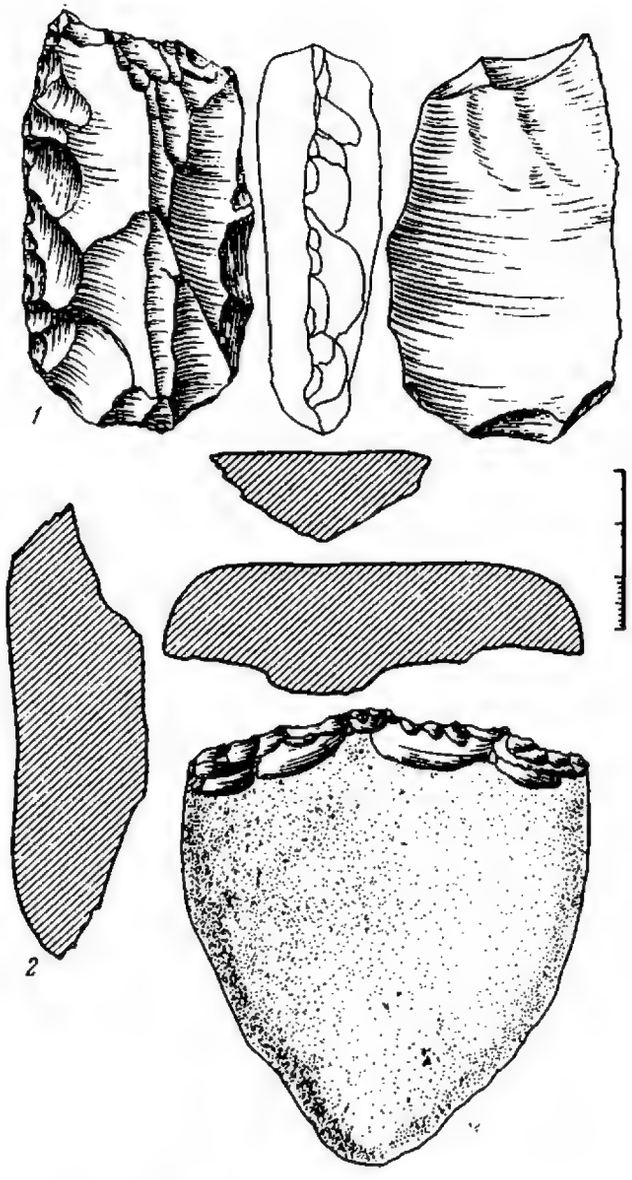


Рис. 14. Стоянка Сангино

1 — палеолитическое скребло из массивной пластины (подъемный материал); *2* — чоппер-скребло из расколотой гальки (верхний культурный слой, in situ)

ков и острий различного типа. Нуклеусы-скребки не только увеличиваются в количестве, но и приобретают более изящные по огранке формы (см. рис. 11, *2*). Они становятся основным руководящим элементом в инвентаре этих верхних слоев Мольтын-ам.

Такая же картина наблюдалась нами в долине Толы. Так, на поселении Булун-Худжир в нижнем слое найден нуклеус архаического типа, близкий к леваллуазским (рис. 12, *2*), в верхнем же горизонте залегал превосходный нуклеус-скребок (рис. 12, *1*). На втором поселении, Сангино, в нижнем горизонте обнаружен нуклеус дисковидного типа, а в верхнем — две оббитых гальки, типичный чоппер и галечный двуплощадочный нуклеус (рис. 13; рис. 14, *2*). Эта эволюция протекала за сравнительно короткий, с геологической точки зрения, промежуток времени. Таким образом, наблюдениями на этих стоянках фиксируется переход от верхнего палеолита, в собственном смысле слова, к культурам по существу уже эпипалеолитическим, или, говоря иными словами, мезолитическим.

Следующий важный этап в истории древнего населения Монголии отмечен находками на сниженных участках второй террасы или старых конусов выноса ниже 11—13 *м*. Датирующее значение в этих находках, с типологической точки зрения, имеют прежде всего двусторонне обработанные листовидные клинки. Такие клинки найдены в двух пунктах на Орхоне. Первый — вместе с мотыгой из лосиного рога и метаподием лошади — в устье двойной пади ниже Харахоринского кирпичного завода, а второй — в устье ручья Уртейн-ам (см. рис. 5). Оба этих клинка, а также мотыга из лосиного рога ближайшим образом напоминают широко известные в литературе находки на Верхоленской горе под Иркутском.

Вероятно, к этому же этапу относится поселение на сниженном участке второй террасы Толы в местности Хуандэй (см. рис. 6, *б*).

За описанными памятниками мезолитического облика следует серия неолитических поселений в долинах Орхона и Толы. Одно из них — поселение в Лун-сомоне — было открыто и обследовано в 1964 г. Для этого поселения, как и для ряда близких к нему по культуре неолитических памятников Монголии, характерны две основные черты. Во-первых, наличие исключительно миниатюрных по размеру кремневых изделий: микроскребков, микронуклеусов, микропластин и микропроколок. Во-вторых, присутствие каменных плит-зернотерок и курантов сегментовидной формы.

Вероятно, что эти находки свидетельствуют не только о развитом собирательстве, но и о зачатках настоящего первобытного земледелия. Не исключено, что раннее возникновение земледелия в Монголии в такой примитивной форме могло быть вызвано давлением определенных природных условий. В период прогрессировавшего иссушения климата в послеледниковое теплое время бродячим охотникам степей поневоле приходилось искать более надежные источники пропитания.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ И ЖИЗНИ ЛЮДЕЙ В КАМЕННОМ ВЕКЕ

Геологические материалы, собранные во время рекогносцировочных маршрутов, позволяют сделать лишь первые, весьма приближенные выводы об условиях формирования отложений и изменениях природной обстановки за время их накопления.

Первыми событиями, которые нам удается восстановить по косвенным данным, было выравнивание Хентейского нагорья и формирование

красноцветной коры выветривания в палеогене (?) в условиях тропического климата с четко выраженными сухими и дождливыми сезонами. По-видимому, недалеко от этого времени отстояло и формирование 200-метровой (улан-баторской) террасы. Оставившая ее Пра-Тола вполне могла быть элементом ландшафта почти — равнины, покрытой корой выветривания.

Последующие поднятия вызвали разрушение коры выветривания и аллювия 200-метровой террасы. При расчленении поверхности страны и углублении долин образовались ступени 100-, 60—70-метровой и 30—40-метровой (храмовой) террас. Время формирования этих террас остается весьма неопределенным, в пределах неогена-среднего плейстоцена. Только подробные исследования террас бассейна Селенги позволят выделить аналоги тологойского разреза на ее 40—45-метровой террасе (Флоренсов, 1960) и дать более или менее уверенные сопоставления. То же относится и к возрасту песчаной толщи с остатками кулана и скорлупы страусовых (?) яиц, хотя ее относительно поздний, четвертичный возраст почти несомненен. Вероятнее ее формирование в межледниковых условиях, в сухое и жаркое время, так как только сильное сокращение (если не полное прекращение) стока могло создать ту неопределенность позиции толщи по отношению к долинам, которая наблюдается ныне.

Более уверенно можно восстановить условия формирования отложений молодых террас и наметить их возраст, начав при этом с наиболее низких.

Высокая пойменная терраса, во всяком случае, затоплялась во время существования неолитических культур, так как их остатки не распространяются на ее поверхность. Возраст ее можно определить как поздний голоцен.

Исключительно песчаный состав отложений первой террасы, дюнные пески на второй террасе, дюнные массивы по окраинам котловин, следы пустынного выветривания на скалах и переработку палеолитических отщепов в пустынные многогранники, малочисленность неолитических стоянок и тяготение их к берегам крупных рек и озер мы связываем с единым этапом замирания стока, аридизации климата, вторжением гобийских ландшафтов по крайней мере на 300—400 *км* в пределы современной горной лесостепи и степи. Такое смещение ландшафтных зон к северу, хорошо известное для всей Северной Евразии, было в послеледниковое теплое время (9 400—2 600 лет тому назад), т. е. в раннем и среднем голоцене. Для более точного определения времени этих событий пока недостаточно материала.

Отложения второй террасы и старых конусов выноса накопились в эпоху существенного и неоднократного изменения климатических условий. Найденные в «покровном комплексе» и конусах выноса остатки пещерной (?) гиены, бизона, быка, лошади и верблюда, а также степень их сохранности позволяют предполагать позднечетвертичный возраст по крайней мере для верхней части разреза отложений террасы.

Двукратное повторение в покровном комплексе горизонтов глыбовых (селевых) накоплений и перекрывающих их пролювиальных супесей со щебнем свидетельствует, по-видимому, о двух фазах холодного и влажного климата, разделенных относительно более теплыми и сухими фазами. Примечательной в этом свете может быть находка черепа гиены, костей верблюда, быка и лошади в пролювиальном горизонте, в то время как кости бизона собраны из грубообломочного слоя. Возможно, что это также свидетельство смены сухих открытых степных пространств значительно более «обводненными» ландшафтами.

Мы склонны связывать формирование селевых слоев с климатическими условиями ледникового времени, проявлявшегося в Центральной Монголии в виде своеобразных плювиальных фаз, с мощным зимним снежным покровом, бурно сгаивавшим весной, обильными, но периодически выпадающими в теплое время года осадками. Такие условия лучше всего могли способствовать интенсивному сносу в речные долины несортированного грубообломочного материала и каменных глыб, не выносящихся современными временными потоками в их пределы.

Пролювиальные щебнево-супесчаные накопления, разделяющие селевые горизонты, могли формироваться в условиях, более близких к современным. Они достаточно сходны с накоплениями и выносами современных логов.

По-видимому, эти фазы накопления более грубых и более тонких пролювиально-склоновых отложений можно будет в дальнейшем сопоставить со стадиями и межстадиалами последнего оледенения гор Монголии и Сибири, причем ранней фазе будет соответствовать более высокая интенсивность процессов, а поздней — меньшая. Вполне вероятно, что самое последнее (более мелкое, чем стадия) похолодание вызвало образование щебневых клиньев в самых верхах сангинского разреза и аналогичных образований, наблюдавшихся в стенках канав на окраинах аэропорта Улан-Батор. В каком соотношении находятся эти образования с двумя моренами и более поздними карами Хентея (Молчанов, 1918), говорить рано.

Пока что формирование речных отложений второй террасы и ее «покровного комплекса» в целом можно сопоставить с последней ледниковой эпохой (зырянской, валадайской, вюрмской) и датировать их суммарно зырянским временем в самом широком объеме (собственно зырянское + каргинское + сартанское).

Существование мезолитических культур приходится на время осушения наиболее низкого уровня второй террасы и начало разрушения ее площадки, т. е. на поздне-послеледниковое время.

Прямые наблюдения над соотношением террас с моренами горных оледенений Хентея, установленных еще в 1914 г. И. А. Молчановым (1918) на высоте 1760—1800 и 1950—1980 *м* и вполне резонно отнесенных В. А. Обручевым (1947) к последнему оледенению, до сих пор не изучены достаточно последовательно. Так, остается неизвестным, какой террасе внеледниковой полосы соответствует вторая (4,5 *м*) флювиогляциальная терраса ледниковых долин, наблюдавшаяся Ш. Цэгмидом (1965). Очевидна ошибка Гранэ (Granö, 1910), видевшего ледниковые наносы в долине Толы у Улан-Батора. Это те глыбовые слои, которые, очевидно, соответствуют оледенению во времени, но никак не по условиям образования. Мы склонны относить их к последнему, а не к максимальному (Обручев, 1947) оледенению.

Судя по размещению палеолитических стоянок на Орхоне и Толе и залеганию каменного инвентаря в разрезах «покровного комплекса», лежащего на речных отложениях второй террасы, заселение Центральной Монголии человеком древнего каменного века приняло значительные масштабы в последнюю межстадиальную эпоху (каргинскую по сибирской геохронологии), т. е. 32—20 тыс. лет тому назад. Время последнего оледенения в целом было временем более влажного климата, что способствовало освоению человеком водораздельных пространств. Палеолитические культуры уже существовали во время формирования речных отложений второй террасы и продолжали еще существовать после окончательного осушения ее площадки.

Послеледниковое потепление в Центральной Монголии явилось этапом иссушения страны, вызвавшим сокращение численности поселений с неолитическими культурами. Неолитические культуры существовали до времени врезания рек в площадку первой террасы и формирования речных долин в их современных очертаниях.

ЛИТЕРАТУРА

Громов В. И. Фаунистический состав и геологические данные о палеолитической стоянке Мальта под Иркутском.— Труды Советской секции МАИЧП, вып. 1. Л., ОНТИ, 1937.

Левин Н. П. Предварительный отчет члена Орхонской экспедиции.— В сб. трудов Орх. эксп., вып. I, прил. IV. СПб., Изд-во АН, 1892.

Логачев Н. А., Ломоносова Т. К., Климанова В. М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М., Изд-во «Наука», 1964.

Молчанов И. А. Материалы к вопросу о древнем оледенении северо-восточной Монголии.— Изв. РГО, вып. 1. СПб., 1918.

Обручев В. А. Восточная Монголия, ч. 1 и 2. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1947.

Окладников А. П. Новые данные по древнейшей истории Внутренней Монголии.— Вестник древней истории, 1951, № 4.

Окладников А. П. О начале земледелия за Байкалом и в Монголии. Сборник в честь академика В. В. Струве. М., 1961.

Окладников А. П. Первобытная Монголия. Studia Archaeologica Instituti Historiae Academiae Scientiarum Republicae Populi Mongoli, v. III, fasc. 8—10. Ulan-Bat, 1964.

Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья.— Труды Вост.-Сиб. филиала, вып. 19, серия геол. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Цэгмид Ш. Рельеф Хентейских гор в Монголии.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1965, № 1.

Granö J. Beitrage zur Kenntnis der Eiszeit in der nordwestlichen Mongolei und einigen ihren südsibirischen Grenzgebieten. Helsingfors, 1910.

Lowe P. R. Sturthious remains from China and Mongolia. Pal. Sinica, Ser. C, v. VI, fasc. 4. Peiping, 1933.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

1967 № 33

Г. РИЧАРДС

(Филадельфия, США)

МОРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ И БЕРЕГОВЫЕ ЛИНИИ ПЛЕЙСТОЦЕНА В СЕВЕРНОЙ И ЮЖНОЙ АМЕРИКЕ[1]

При рассмотрении морских плейстоценовых трансгрессий Северной и Южной Америки должны быть учтены три общих геологических принципа.

1. Эвстатические колебания уровня моря, имеющие планетарное значение.

2. Прогибание суши под тяжестью ледниковых покровов, имеющих место в южных и северных частях рассматриваемых территорий.

3. Тектонические движения суши; последние приурочены главным образом к западному побережью Америки, хотя местные прогибы происходили также и в других областях.

ПОЛЯРНАЯ КАНАДА

Поднятые береговые линии, береговые валы и другие признаки, характерные для морских побережий, широко распространены вдоль берегов залива Гудзона, на берегах островов Арктического архипелага и в других местах крайнего северо-востока Канады. Отложения с морскими раковинами подняты по крайней мере на 250 *м*, а возможно и выше. Радиоуглеродные определения указывают, что эти поднятия произошли в конце висконсинского времени.

Вполне вероятно, что поднятия продолжаются и теперь, о чем свидетельствуют остатки построек древних эскимосов, по-видимому, первоначально стоявшие на берегу залива Гудзон, теперь же находящиеся на высоте до 25 *м* над уровнем моря и на расстоянии около 1180 *м* от современной береговой линии (Nichols, 1936).

ЗАЛИВ ДЖЕЙМСА

Залив Джеймса, как бы продолжая залив Гудзона на юг, простирается в провинции Онтарио и Квебек (Канада). История этой области в плейстоцене походит на историю залива Гудзона, включая погружение суши под тяжестью ледникового покрова и последовавшего после таяния льдов поднятия. На реке Муз, в окрестностях фактории Муз, Онтарио, морские глины местами лежат под илами с остатками пресноводных моллюсков, перекрытыми современными болотными отложениями — «мускегом»[2]. В конце оледенения залив Джеймса занимал гораздо большую площадь (Lee, 1960), называемую теперь морем Тиррел (Tyrrel Sea).

---

[1] Краткое содержание иллюстрированного доклада, сделанного в Геологическом институте АН СССР в Москве 10.XII 1964 г. Частично использована книга автора о морском плейстоцене, где дана обширная библиография (Richards, 1962).

[2] Muskeg, «мускег» [индейское слово племени Кри (Cree), Канада] — торфяные болота.

ЗАЛИВ И РЕКА СВ. ЛАВРЕНТИЯ

Именно это поздне- или послеледниковое Тиррельское море простиралось вверх по долине реки Св. Лаврентия на 160 *км* к западу от Монреаля. Обильные остатки фауны на реке Ривьер-дю-лу в провинции Квебек, в городах Квебеке, Монреале, Оттаве и других местах указывают на значительное опускание и последовавшее поднятие. У Монреаля фауна морских моллюсков встречается на высотах до 171 *м*. Радиоуглеродные датировки этих морских отложений составляют 10 600 лет до наших дней для Ривьер-дю-лу, что соответствует времени отступления висконсинского ледника. Заливы этого моря простирались на север, вдоль низменности по реке Сагеней до озера Св. Иоанна, за Оттаву по крайней мере до озера Кулонж, а также на юг, в низменность озера Шамплейн, США, и на запад, вверх по долине реки Св. Лаврентия до Тхаузанд Айландс, в штате Онтарио.

ШТАТ МЭН (США)

История позднего плейстоцена в штате Мэн сходна с историей низменностей реки и залива Св. Лаврентия. Послеледниковые морские раковины были найдены вдоль их берегов на абсолютной высоте до 91 *м*. Кое-где раковины попадаются на вершинах озов, свидетельствуя таким образом об их послевисконсинском возрасте. Блум (Bloom, 1960) называет эти морские отложения вдоль берегов штата Мэн формацией презумпекот (Presumpscot Formation). По Блуму, согласно радиоуглеродным датировкам, максимальное погружение произошло около 11 800 лет назад. Затопленный лес у Робин Гуда (Robin Hood) датируется 4150 ± 200 лет назад. Современное положение береговой линии обусловлено, главным образом эвстатическим поднятием уровня моря, хотя имеются и некоторые сведения о недавнем погружении суши. Блум приводит данные о продвижении ледника Кеннебонк (Kennebunk) в Презумскотское море. Указания на это наступание ледника наблюдаются недалеко от Портленда, где флювиогляциальный гравий покрывает морскую глину.

ШТАТ МАССАЧУСЕТС (США)

Одно из важнейших мест распространения морских плейстоценовых стложений находится на острове Нантукет. Исключительно обильные захоронения фауны моллюсков наблюдаются в Санкати-Хэд. Моллюски в нижней части обрыва тепловодные, а в верхней холодолюбивые. Предположительно тепловодная фауна соответствует сангамонскому межледниковью, а холодолюбивая времени наступания висконсинского оледенения.

Неподалеку от Санкати-хэд, на острове Мартас-Вийьярд Кейем (Кауе, 1964) наблюдались маломощные морские слои, отнесенные предварительно к афтонскому межледниковью.

ЛОНГ-АЙЛЕНД И ГОРОД НЬЮ-ЙОРК

На острове Гардинер (Gardiners Island) к востоку от Лонг-Айленда обнажаются характерные глины. Эти гардинерские глины встречаются также на самом Лонг-Айленде, в частности при рытье колодцев. Глины

содержат морскую фауну и коррелируются с последним межледниковьем (сангамон). Они сильно смяты льдом, особенно на острове Гардинер. Глины гардинер покрыты песками джекоб (Jacob), содержащими более холодоводную фауну, что указывает на приближавшееся висконсинское оледенение. Фауна в джекобских песках хорошо представлена на острове Роббинс в заливе Пеконик.

Котлованы в г. Нью-Йорке, в частности прорытые при постройке туннелей под рекой Гудзон, доставили ископаемых моллюсков, считающихся послевисконсинскими.

ШТАТ НЬЮ-ДЖЕРСИ

Конечная морена висконсинского оледенения пересекает береговую линию недалеко от Нью-Йорка. Плейстоценовые ледники не заходили южнее этой линии, и суша не погружалась там под тяжестью льда. Три пачки ледниковых отложений известны в южном Нью-Джерси, но только самая нижняя из них содержит морскую фауну. Это и есть формация кейп-мей (Cape May), условно сопоставляемая с глинами гардинер и датированная сангамонским межледниковьем. Фауна из формации кейп-мей указывает на теплый климат. Их возраст выходит за пределы радиоуглеродного метода, т. е. больше 40 000 лет. Моллюски из кернов с континентального шельфа у берегов Нью-Джерси указывают на холодные мелкие воды и относятся ко времени висконсинского оледенения. Радиоуглеродные датировки подтверждают эту корреляцию.

ЮЖНОАТЛАНТИЧЕСКАЯ ПРИБРЕЖНАЯ РАВНИНА

Морские отложения, соответствующие формации кейп-мей в Нью-Джерси, прослеживаются вдоль всего южноатлантического побережья на юг до Флориды. Обычно их называют формацией памлико. Морская фауна тепловодная; раковины встречаются на высоте до 9 *м;* предполагают, что эти отложения относятся к сангамонскому межледниковью. (рис. 1.)

Плейстоценовые отложения, лежащие гипсометрически выше формации памлико, обычно немые. Некоторые исследователи считают, что эти отложения сформировались при трансгрессиях моря во время предшествовавших межледниковий и что впоследствии раковины моллюсков в них были выщелочены; другие же геологи думают, что эти отложения континентального происхождения.

Если отложения, лежащие выше формации памлико, не морские, то возникает вопрос, почему же не установлены морские отложения первых межледниковий. Положительного ответа не имеется, но возможно, что формация памлико представляет собою комплекс осадков, соответствующий нескольким наступлениям моря, т. е. отражает два или три межледниковья.

Возможно также, что южноатлантическое побережье Соединенных Штатов погрузилось, как побережье Средиземного моря поднялось, так что отложения раннего плейстоцена лежат теперь под уровнем моря, к востоку от современной береговой линии.

Многочисленная фауна моллюсков в формации памлико встречается в штатах Мэриленд, Вирджиния, Северная и Южная Каролина и Джорджия, неизменно свидетельствуя о более теплом климате этих территорий, чем настоящий (рис. 2).

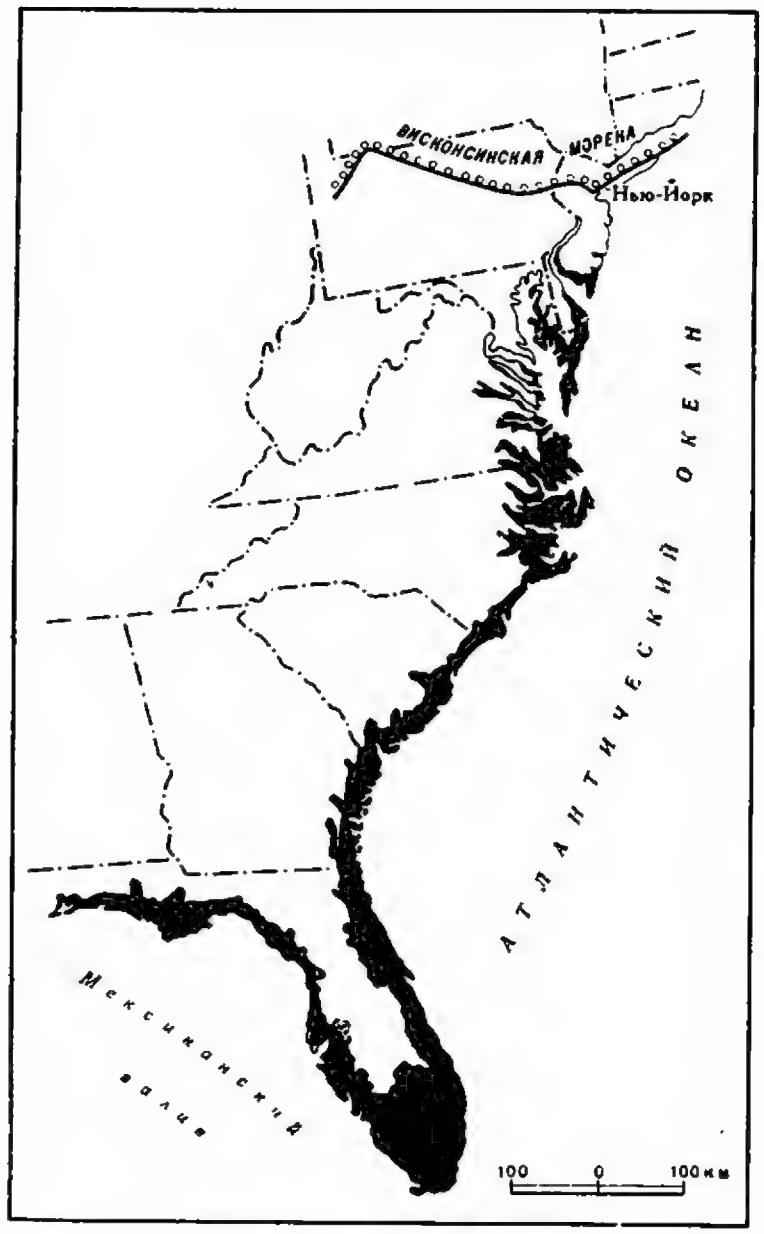


Рис. 1. Схематическая карта распространения морских отложений формации памлико или кейп-мей (соответствующей сангамонскому-рисс-вюрмскому времени) вдоль восточного побережья США

В одном из мест в Южной Каролине (Санти-Купер Канал) (Santee-Cooper Canal) фауна попадается на высоте 20 *м*. Это может соответствовать уровню раннего плейстоценового моря или, возможно, датируется плиоценом.

ФЛОРИДА

Береговая полоса, сложенная формацией памлико, прослеживается как по восточному, так и по западному побережью Флориды (рис. 1—3). Несмотря на то, что формация известна под разными названиями (кейп-мей и др.), она датируется, вероятно, сангамонским межледниковьем. Эти отложения содержат много раковин моллюсков.

Следы досангамонской береговой линии во Флориде не ясны. Широко распространенные в южной Флориде осадки фауны в формации калосахатчи (Calosahatchee), всегда считавшиеся плиоценом, были датированы недавно Дюбаром (Dubar, 1958) как плейстоцен, хотя, по мнению автора, это определенно плиоценовые отложения.

МЕКСИКАНСКИЙ ЗАЛИВ

Сангамонские морские отложения простираются вдоль берега Мексиканского залива по направлению к реке Миссисипи. Толща плейстоценовых отложений, имеющая более 1000 *м* мощности в дельте реки Миссисипи, указывает на значительное погружение под весом осадков, принесенных рекой. Одна или две трансгрессии моря в плейстоцене проявляются вдоль побережья Техаса.

Уровни моря ниже современного были определены по кернам из Мексиканского залива.

ЗАПАДНО-КАНАДСКАЯ АРКТИКА

Тут было сравнительно меньше льда, чем в Восточно-Канадской Арктике, и в результате меньше погружения и меньше поднятия суши. Несколько четвертичных морских террас отмечено в окрестности дельты Маккензи и на острове Херстелл. Погружение суши происходило от местного льда с осложнениями от осадков, принесенных рекой Маккензи.

Рис. 2. Обнажение на р. Потомак у Корнфельд-Харбора (штат Мэриленд.) Отложения формации памлико (сангамон) с фауной морских моллюсков, перекрытые толщей речных осадков

Рис. 3. Коралловый риф сангамонского возраста у Кей-Ларжо (США, штат Флорида)

АЛЯСКА

Плейстоценовая морская фауна найдена в окрестности мыса Барроу, но точный ее возраст неизвестен. Район Нома изучался Г. Хопкинсом и другими исследователями на большом пространстве. Здесь было найдено несколько древних пляжей, соответствующих различным этапам плейстоцена.

Эти области коррелируются с Чукотским полуостровом Восточной Сибири, четвертичные отложения которого и фауна морских моллюсков были исследованы Мерклиным, Петровым и Амитровым (1962) и Петровым (1963).

Южная Аляска и сопредельная Британская Колумбия (Канада) подверглись широкому оледенению в последний (висконсинский) этап, поднятие береговых линий отмечено и в этих территориях, подобное поднятиям в восточной Канаде и в штате Мэн.

ОРЕГОН И СЕВЕРНАЯ КАЛИФОРНИЯ

В этом районе не было оледенения, за исключением горного; не было поэтому и погружения береговой линии под давлением льда. Тем не менее эвстатические колебания уровня моря играли известную роль в развитии береговой линии. К северо-западу от Сан-Франциско найдены террасы на высоте до 14 *м*. Имеются указания на тектонические движения суши. Четвертичная история района чрезвычайно осложнена и до сих пор не вполне разработана.

Слои раковин на высоте 3 *м* у Кэйп Бланко (Cape Blanco), Орегон и в заливе Томалес (Tomales Bay), Калифорния, содержат формы хорошей сохранности, возраст которых определяется в 35 000 тыс. лет. Местность в заливе Томалес лежит на сбросе Сан-Андреас (San-Andreas Fault) и поднятие ее произошло несомненно в результате тектонических движений.

ЮЖНАЯ КАЛИФОРНИЯ

Тихоокеанский берег Калифорнии хорошо известен как пример дифференциально поднимающейся береговой линии. У Лос-Анжелоса существуют террасы на высоте 400 *м* над уровнем моря, тогда как в других местах, например у Голеты (Goleta) или Ньюпорта (Newport), высота террас составляет всего 8 *м* над уровнем моря. Недалеко от Сан-Педро (San-Pedro) и в других местах, в районе Лос-Анжелоса, есть формации, которые относятся к раннему плейстоцену. Их условный возраст, по Вудрингу, Браймлету и Кью (Woodring, Bramlette, Kew, 1946), таков:

Палос Вердес (Palos Verdes) — сангамон
Песок Сан Педро (San Pedro) — ярмут
Ил (алевролит) Пойнт-Тиммса (Point Timms) — канзас
Мергель Ломиты (Lomita) — афтон

Все они сильно дислоцированы и содержат в комплексе фауны вымершие виды. Смятие пластов происходило, вероятно, во время средне плейстоценовой складчатости Калифорнии.

В настоящее время различными исследователями производится дальнейшее изучение плейстоцена Калифорнии.

ПОЛУОСТРОВ КАЛИФОРНИЯ (МЕКСИКА)

К югу от границы Соединенных Штатов вдоль берега полуострова на протяжении 80 *км* выделяется береговая линия высотой 8 *м*. Еще южнее на полуострове Калифорния имеются признаки более высокой, сильно деформированной береговой линии.

ЗАПАДНЫЙ БЕРЕГ ЮЖНОЙ АМЕРИКИ

Вдоль берегов Эквадора и Перу горизонтальнолежащие литоральные отложения, известные под названием таблазос (tablazos), залегают на меловых и третичных осадках. Вдоль берегов Колумбии они находятся, по-видимому, под уровнем моря. Отложения таблазос особенно хорошо развиты в северном Перу около города Талары (рис. 4). Считается, что современные высоты этих отложений обусловлены тектоническими движениями, хотя признаки сбросов и отсутствуют; многие из этих отложений резко наклонены.

Распознаются следующие уровни:

	Высота над уровнем моря, *м*
У Салинас (Salinas)	9
У Лобитос (Lobitos)	15—33.5
У Талара (Talara)	46—107
У Манкора (Mancora) . .	61—136

Отложения у Салинас датируются по C^{14}—3000 лет назад, а у Лобитос — более 25 000 лет; возраст отложений остальных уровней еще не установлен. Подобные отложения встречаются также вдоль берегов Чили, но они еще не подвергались тщательному изучению. Недавние исследования раковин моллюсков из кернов с Чилийского побережья указывают на низкий уровень моря и холодоводную фауну, датируемую приблизительно в 6000 лет назад.

Рис. 4. Tablazo (морское дно) плейстоценового возраста (Талара, Перу)

СЕВЕРНЫЙ БЕРЕГ ЮЖНОЙ АМЕРИКИ

Береговые линии плейстоцена в Венесуэле и Колумбии местами деформированы. Недавними исследованиями на острове Тьеррабомба (Tierrabomba) вблизи Картагены установлено присутствие мощного ракушечного горизонта на высоте 3 *м* над уровнем моря, возраст которого по C^{14} составляет 2850 лет назад (Richards, Broecker, 1963).

ВОСТОЧНЫЙ БЕРЕГ ЮЖНОЙ АМЕРИКИ

Признаки диастрофизма на восточном побережье Южной Америки встречаются реже, чем на западном. Наблюдения Чарльза Дарвина над береговой линией плейстоцена, особенно от Буэнос-Айреса до Патагонии, во время его путешествия на «Бигле» в 1846 г. одни из наиболее четких. Он отметил поднятые горизонтальные террасы на различных высотах и особенно выдержанную на высоте 30,5 *м,* прослеженную на расстоянии 1888 *км.* Хотя Дарвин и объяснял это явление поднятием суши, можно объяснить его также и эвстатическими колебаниями уровня моря.

Ферульо (Feruglio, 1950), признавая многочисленность поднятых взморий, попытался установить их корреляцию с ледниковой шкалой. Относя некоторые из них к межледниковьям, он датировал другие на низких уровнях (30 *м* и ниже) четвертым оледенением и послеледниковым временем.

Дата 5350 ± 200 лет назад, полученная недавно по раковинам с береговой линии, поднятой на 9 *м* около Комидоро Ривадавия (Comidoro Rivadavia) в Патагонии (рис. 5), согласуется с корреляцией Ферульо. Предполагается, что поднятие в голоцене происходило местами и на побережье Патагонии, так как море 5000 лет назад стояло ниже, чем теперь (Richards, Broecker, 1963).

Недавние исследователи указывают на присутствие затопленной береговой линии, соответствующей понижению уровня моря вдоль берегов Южной Аргентины. Раковины моллюсков из кернов, взятых с континен-

Рис. 5. Терраса у Комидоро Ривадавиа (Аргентина)

Рис. 6. Поднятое побережье на п-ове Вальдез (Аргентина)

тального шельфа Аргентины с глубины 146 *м* в разных пунктах между Буэнос-Айресом и Огненной Землей, принадлежат мелководным формам (Fray, Ewing, 1963; Richards, Craig, 1963). Их возраст по C^{14} составляет от 11 100 до 17 250 лет назад, что указывает на висконсинское время. В голоцене здесь происходили поднятия (рис. 6).

* *
*

Таким образом, на берегах Канады и северо-востока США верхнеплейстоценовые береговые линии значительно подняты (до 100—250 *м*) в связи с послеледниковой разгрузкой. На атлантическом побережье США, Флориде и берегах Мексиканского залива отчетливо выражена лишь одна морская терраса высотой 8—9 *м*, относящаяся к формации кейп-мей или памлико и датируемая сангамоном.

Более древние плейстоценовые морские террасы здесь, вероятно, погружены под современный уровень океана. Плейстоценовые береговые линии на западных берегах Северной и Южной Америки дислоцированы дифференцированными тектоническими движениями и находятся на различных уровнях от 8 до 130 и даже 400 *м*.

ЛИТЕРАТУРА

Мерклин Р. Л., Петров О. М., Амитров О. В. Атлас определитель моллюсков четвертичных отложений Чукотского полуострова. Изд. Комиссии по изуч. четверт. периода АН СССР. М., Изд во АН СССР, 1962.

Петров О. М. Стратиграфия четвертичных отложений южной и восточной частей Чукотского полуострова. Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода. АН СССР, 1963, № 28.

Bloom, Arthur L. Late Pleistocene Changes of Sea Level in Southwestern Maine. Maine Geol. Surv. Augusta, Maine.

Dubar Jules. 1958. Stratigraphy and Paleontology of the Late Neogene Strata of the Caloosahatchee River Area of Southern Florida. Florida, 1960. Geol. Surv. Bull., 40.

Feruglio, Egidio. Descripcion geologica de la Patagonia. Direccion General de Yacimentos Petroliferos Fiscales. Buenos Aires, 1950.
Fray, Charles, Ewing, Maurice. Wisconsin Sea Level as Indicated in Argentina Continental Shelf Sediments. Proc. Acad. Nat. Sci. Phila, 1963, 115; 113—126.
Hopkins D. M., Macneil F. S., Leopold E. B. The Coastal Plain at Nome, Alaska: a Late Cenozoic Type Section for the Bering Strait Region. 21st Internat. Geol. Cong., pt. 4; 46—57. Copenhagen, 1960.
Kaye Cliford. Outline of Pleistocene Geology of Martha's Vineyard, Massachusetts. U.S. 1964. Geol. Surv. Prof. Paper, 501 — C; 134—139.
Lee H. A. Late Glacial and Postglacial Hudson Bay Episode. Science, 1960. 131 (3412): 1609—1611.
Nichols D. A. 1936. Post-Pleistocene Fossils of the Uplifted Beaches of the Eastern Arctic Region of Canada. Canadian Field-Naturalist 50: 127—129.
Richards, Horace G. Studies on the Marine Pleistocene. Trans. Amer. Philos. Soc., 1962, 52 (3): 1—141.
Richards, Horace, Broecker, Wallace. Emerged Holocene South American, Shorelines. Sciences, 1963, 141 (3585); 1044—1045.
Richards, Horace, Craig, James. Pleistocene Mollusks from the Continental. Shelf of Argentina. Proc. Acad. Nat. Sci. Phila., 1963, 115: 127—152.
Woodring W. P., Bramlette M. N., Kew S. W. Geology and Paleontology of the Palos Verdes Hills, California. U.S. Geol. Prof. Paper 207, 1946.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1967 № 33

Ю. Э. МОЙСКИЙ
(Варшава, Геологический институт)

ОЧЕРК ПО СТРАТИГРАФИИ ЛЁССОВ В ПОЛЬШЕ

Введение. Лёссы распространены в Польше главным образом в полосе возвышенностей, а также в Карпатах и в предгорье Судет, обычно вместе с лёссовидными суглинками. По данным Л. Савицкого (Sawicki, 1957), площадь, занятая лёссами, составляет 30 600 *км*^{2}, что занимает около 10% всей площади нашей страны (рис. 1).

Лёссы в районах своего распространения имеют наибольшее значение для изучения стратиграфии верхнего плейстоцена, так как представляют наиболее распространенный и легко расчленяемый тип отложений этого возраста. Эти факторы наряду с большим хозяйственным значением лёссов привели к тому, что они издавна являются предметом исследований в Польше.

Исследования по стратиграфии лёссов в Польше развивались параллельно с исследованиями стратиграфии четвертичной системы. Во многих публикациях 20-х и начала 30-х годов содержатся многочисленные наблюдения, указывающие на то, что в возвышенных районах лёссы образуют несколько горизонтов (Samsonowicz, 1924, 1934; Czarnocki, 1931; Książkiewicz, 1935; Halicki, Sawicki, 1934 и др.). Выводы, касающиеся стратиграфии, основывались главным образом на изучении литологического состава отложений. Остатки фауны, особенно моллюсков, распространенных в большом количестве в слоистых лёссах, не давали надежного обоснования для их расчленения. Лишь развивающиеся археологические исследования вместе с изучением внутрилёссовых ископаемых почв и геоморфологического положения исследованных разрезов привели к первой попытке обобщения стратиграфии лёссов в Польше. Такую попытку представляла статья Савицкого «Sur la stratigraphie du loess on Pologne» (Sawicki, 1932). В этой статье Л. Савицкий, основываясь на исследованиях, проведенных на Волыни и на Малопольской возвышенности, приводит доказательства наличия трех горизонтов лёссов в Польше, разделенных гумусовыми ископаемыми почвами. Три лёссовых горизонта Л. Савицкий связывал предварительно с рисским оледенением и двумя стадиями вюрмского оледенения, которые рассматривались в то время несколько иначе, чем сейчас.

Исследования стратиграфии лёссов в Польше особенно продвинулись за последнее двадцатилетие. Первоначально выдвигались (Romer, 1947; Malicki, 1949) известные издавна взгляды, согласно которым лёссы возвышенностей Центральной Польши образовались во время среднепольского оледенения, а лёссы и лёссовидные суглинки Карпат — во время южнопольского оледенения. Эти взгляды исходили из общего совпадения северной границы двух главных площадей распространения лёсса в Польше с границей ледника средне- и южнопольского оледенений.

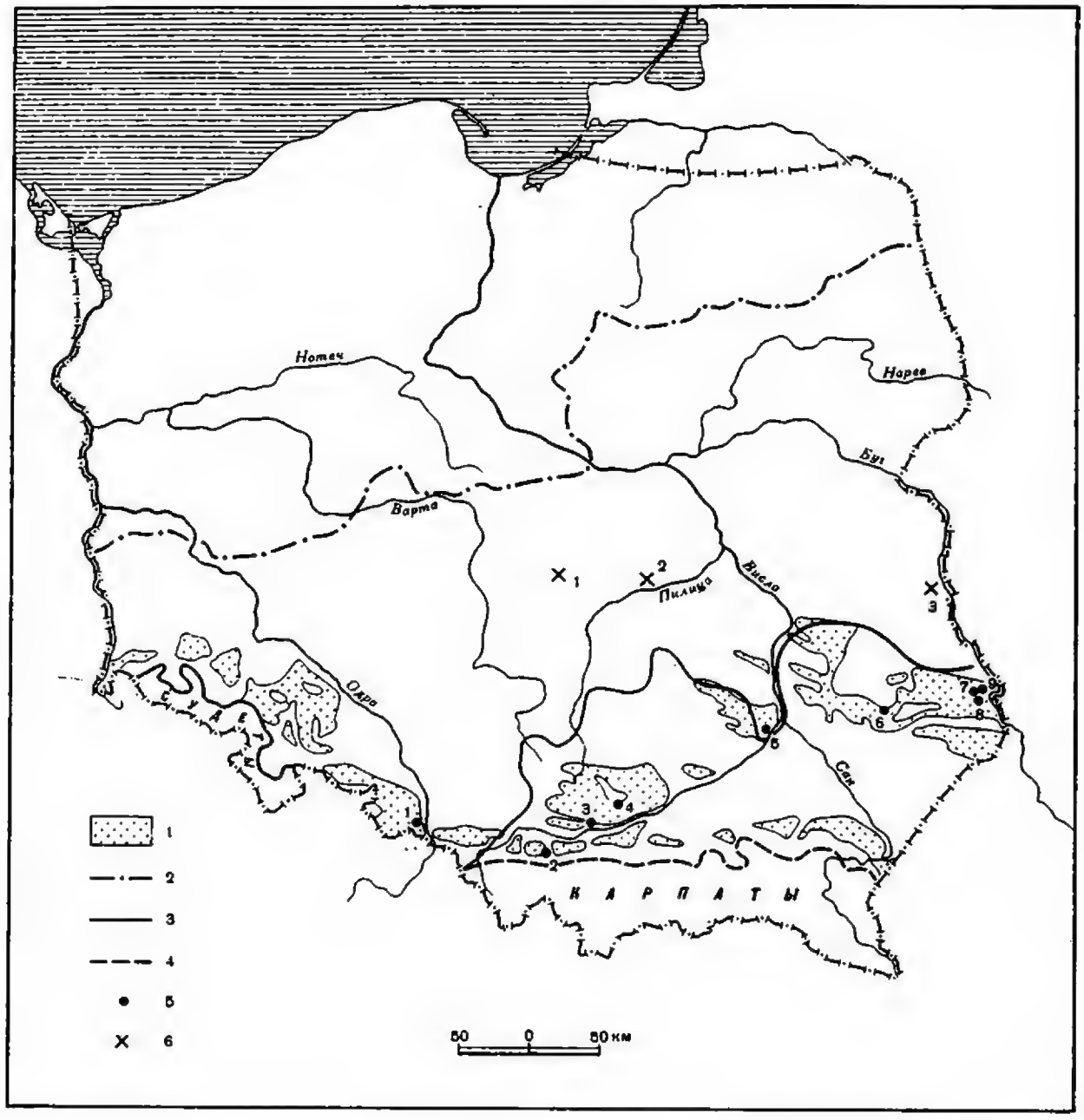


Рис. 1. Схема распространения лёссов в Польше

1 — лёсс, *2* — граница ледника среднепольского оледенения, *3* — граница ледника среднепольского оледенения, *4* — граница ледника южнопольского оледенения, *5* — некоторые важнейшие разрезы лёсса, неперекрытого ледниковыми отложениями (цифры на карте: *1*—Рацибуж-Очице, *2*—Вадовице, *3* — Звежинец, *4* — Тополя, *5* — Голембице, *6* — Сонсядка, *7* — Неледев, *8* — Михалувка, *9* — Хрубешув); *6* — некоторые важнейшие разрезы лёсса, перекрытого ледниковыми отложениями (*1* — Лодзь, *2* — Немоевице на Пилице, *3* — Сушно близ Влодавы)

Только лишь исследования А. Яана (1950, 1952, 1956а, 1956в), К. Пожарыской (Pożaryska, 1948), В. Пожарыского (Pożaryski, 1951, 1953, 1956в), проведенные на Люблинской возвышенности, в долине Средней Вислы и в долине реки Каменной, дали ряд новых геологических доказательств, говорящих о связи самого молодого и наиболее распространенного лёссового горизонта с северопольским оледенением. К таким же результатам привели исследования, проведенные в Карпатах, в их предгорье, и в Судетах (Klimaszewski, 1948; Tyczewska, 1948; Walczak, 1956) Савицкий (Sawicki, 1952, 1957 и др.), проводивший дальнейшие исследования по стратиграфии лёсса и положения в нем палеолитических стоянок и ископаемой флоры, пришел к несколько другим выводам, чем указанные выше. Состояние исследований лёссов в Польше за тот период было подытожено в двух статьях (Dylik, 1954; Mojski, 1955).

Независимо от исследований о стратиграфии лёссов, распространенных в возвышенных областях, проводились исследования лёссов, за-

легающих по периферии возвышенностей, местами под покровом ледниковых отложений (главным образом среднепольского оледенения). Такие лёссы давно были известны в Свентокшицких горах (Czarnocki, 1931; Samsonowicz, 1934), а также наблюдались в бассейне р. Пилицы (Karaszewski, 1952), р. Унеювки (Ruszczyńska, 1961), р. Каменной (Pożaryski, 1948), на Буге (Mojski, Trembaczowski, 1961), в окрестностях Лодзи (Rózycki, 1961) и в других районах.

В последние годы появился ряд публикаций, в которых выводы по стратиграфии лёссов основываются не только на детальных полевых наблюдениях, но и на разносторонних лабораторных исследованиях. В большей мере этому способствовал VI Международный конгресс INQUA, состоявшийся в 1961 г. в Польше и в его рамках лёссовый Симпозиум в Люблине, где стратиграфические проблемы являлись главной темой обсуждения. Следует добавить, что именно тогда была организована подкомиссия по стратиграфии лёссов.

В результате исследований последних лет взгляды на возраст лёссов подвергались дальнейшему уточнению. Основным стратиграфическим критерием при этом считаются ископамые почвы в лёссах, которые стали детально изучаться. В настоящее время определены руководящие черты каждого почвенного горизонта. Важным фактором, облегчающим стратиграфическую корреляцию, является отношение отдельных горизонтов лёсса к таким плейстоценовым отложениям, возраст которых определен при помощи других методов (Baraniecki, 1965; Grabowska-Olszewska, 1963; Malicki, 1961; Malinowski, 1964; Мойский, 1965a, 1965в, 1965с). Козловский (Kozlowski, 1965) сделал попытку показать эволюцию верхнепалеолитических культур всей Центральной Европы в тесной увязке со стратиграфией лёссов.

В настоящей статье представлен очерк по стратиграфии лёссов Польши в соответствии со стратиграфическими подразделениями четвертичной системы по Рюле (Rühle, 1965) и дополнениями, касающимися расчленения северопольского оледенения (Mojski, 1965с) (см. табл. 1). Автор придерживается мнения о правильности эолового происхождения лёсса (Jahn, 1950). Лёсс образовался в плейстоцене во время похолоданий в виде трех типов отложений, т. е. в виде субаэрального лёсса (распространенного на возвышенностях), солифлюкционного лёсса (склонового) и аллювиального лёсса (долинного) (Mojski, 1965a). Каждый тип обладает свойственными ему текстурными и структурными признаками и характеризуется различными условиями залегания.

Синхронно с образованием лёссов возникали лёссовидные суглинки Карпат и Судет. Они представляют результат склоновых процессов, действующих в перигляциальных условиях во время оледенений, особенно в период северопольского оледенения.

Эоплейстоценовые и мезоплейстоценовые лёссы

Достоверно охарактеризованные разрезы эоплейстоценовых лёссов до сих пор в Польше не известны. Так называемые древне-плейстоценовые алевриты, описанные впервые Яном (Jahn, 1952) на Люблинской возвышенности и отнесенные этим автором (Jahn, 1956, 1960) к самому древнему оледенению (гюнц), представляют, как это показали дальнейшие исследования, разновозрастные образования и только частично могут иметь связь с процессами, приводящими к образованию лёссов.

Более вероятным кажется распространение мезоплейстоценовых лёссов к югу от Свентокшицких гор, где Я. Чарноцким (1931) были описа-

ны мощные покровы алевритов с признаками солифлюкционного лёсса, залегающие под ледниковыми отложениями южнопольского оледенения. В таком же стратиграфическом положении залегают, по-видимому, алевриты в долине реки Кердонки к северу от местности Ракув, где Рюле (Rühle, 1952) описал светло-серые и серые алевриты, слабо слоистые, мощностью свыше 1 *м*, перекрытые мореной. Так как морена относится к южнопольскому оледенению, следовательно лёссовые алевриты, как их назвал Э. Рюле, могли образоваться не позже, чем в начале этого оледенения.

В бассейне реки Унеювка на верхней Пилице местами залегают аллювиальные лёссы мощностью до 2 *м*, находящиеся в тесной связи с ледниковыми отложениями южнопольского оледенения (Рущиньская, 1961).

НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ЛЁССЫ

Лёссы, связанные со среднепольским оледенением

Лёссы, образовавшиеся во время среднепольского оледенения, известны в тех районах, где распространены ледниковые отложения этого оледенения. Они, как правило, перекрываются этими отложениями и называются обычно «подморенными лёссами». Кроме того, лёссы среднепольского оледенения развиты на возвышенной площади к югу от границы распространения ледниковых отложений этого возраста. В этих случаях они перекрыты почвой эвмского межледниковья и более молодыми лёссами.

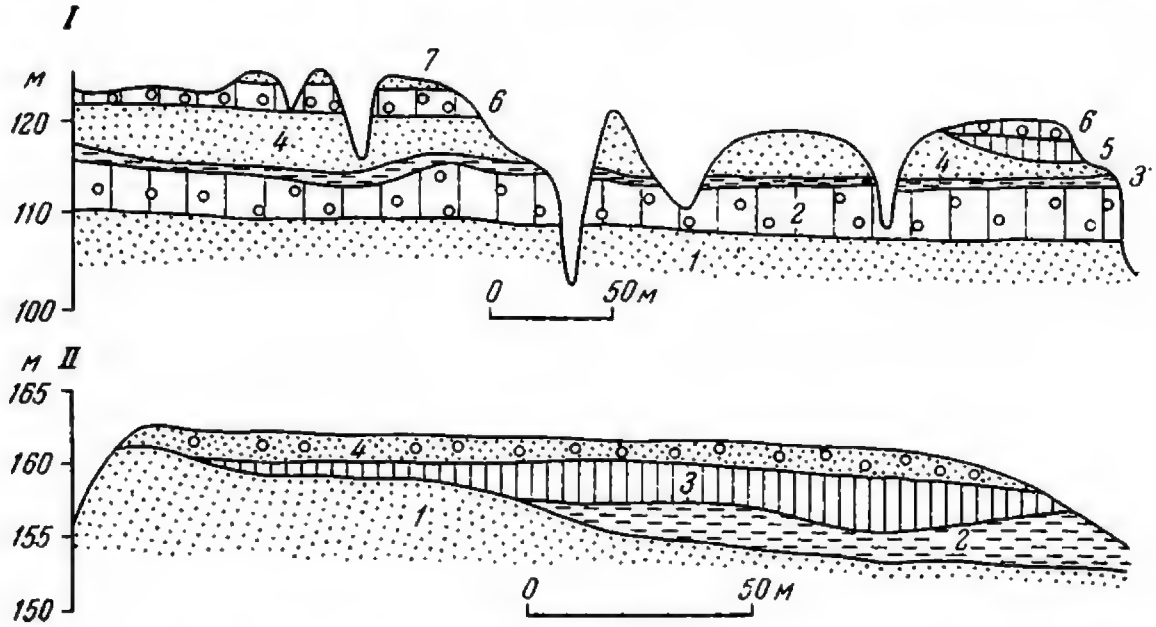


Рис. 2. Разрезы лёссов в местностях Немоевице на Пилице и Сушно близ Влодавы

I — Немоевице (геологический разрез по З. Лампарскому, Guide Book... Warsaw, 1961): *1* — флювиогляциальные пески, *2* — валунная глина максимальной стадии среднепольского оледенения; *3* — озерные глины, *4* — флювиогляциальные пески, 5 — лёсс, *6* — валунная глина мазовецко-подлясской стадии (варта) среднепольского оледенения, *7* — пески

II — Сушно (по Ю. Э. Мойскому, Я. Трембачовскому, 1961): *1* — флювиогляциальные пески и гравий южнопольского оледенения, *2* — озерные отложения мазовецкого (великого, лихвинского) межледниковья, *3* — аллювиальный лёсс, *4* — пески с валунами, представляющие остатки ледниковых отложений среднепольского оледенения

Лёссы, перекрытые ледниковыми отложениями, известны главным образом в долине реки Пилицы (фиг. 2). Первые сведения о них привел Карашевский (Karaszewski, 1952) в описании разрезов из окрестностей Варки, где под мореной, а местами и под озерными глинами, ее подсти-

лающими, залегает слоистый аллювиальный, реже субаэральный лёсс. Он имеет мощность, превышающую 2 *м*, и содержит фауну моллюсков Succinea oblonga, Pupilla muscorum, Vallonia tenuilabris. Количество частиц лёссовой фракции размером от 0,02 до 0,05 *мм* составляет в нем 47,55%. Более подробные сведения о лёссах окрестностей Варки приводятся в путеводителях экскурсии VI конгресса INQUA «The Warsaw Basin» и «From the Baltic to the Tatras», pt II, p. I (1961). Среднепольский возраст лёссов не вызывает сомнений, однако его более детальное расчленение является спорным. В. Карашевский связывает этот лёсс вместе с перекрывающими его отложениями с максимальной стадией среднепольского оледенения, а С. З. Ружицкий и З. Лампарский (Guide-Book of Excursion, VI INQUA Congress, «The Warsaw Basin», 1961) с более молодой, мазовецко-подлясской стадией, что кажется более достоверным.

Лёссам окрестностей Варки в возрастном отношении соответствует полностью лёсс, распространенный в местности Гура близ Нове-Място на реке Пилице. Он представлен субаэральным лёссом, переслаивающимся с солифлюкционным лёссом и лёссовидными суглинками, иногда песчанистыми. Количество фракции 0,05—0,002 *мм* в солифлюкционном лёссе составляет 50%, а в субаэральном лёссе 87% (Рущиньская, Guide-Book of Excursion, VI INQUA Congress, «Ehe Warsaw Basin», 1961).

На реке Унеювка в бассейне Верхней Пилицы (Рущиньская, 1961) встречены горизонты субаэрального и аллювиального лёсса мощностью в несколько метров. Этот лёсс проявляет тесную связь с речной террасой, соответствующей среднепольскому оледенению, граница которого проходит на небольшом расстоянии севернее.

В близком соседстве располагаются лёссы окрестностей Лодзи (Różycki, 1961). Распространенные там лёссы, исследованные при помощи буровых скважин и обладающие многометровой мощностью, залегают, по-видимому, чаще всего под мореной мазовецко-подлясской стадии (варта) среднепольского оледенения. Количество фракции 0,05—0,002 *мм* составляет в них более 50%, а содержание $CaCO_2$ более 5%.

Несмотря на то, что гранулометрический, минералогический и химический составы, а также пористость этих лёссов сходны с признаками, характеризующими лёссы возвышенностей, отнесение к лёссам некоторых отложений, описанных Ф. Ружицким, вызывает сомнения. То же можно сказать и в отношении лёссов окрестностей Лодзи и лёссов, распространенных в нижнем течении реки Пилицы.

На площади бассейна реки Каменной лёсс может датироваться возрастом среднепольского оледенения только в некоторых местах, описанных К. Пожарыской (Pożaryska, 1948). К ним относится, например, разрез в местности Вулька-Пентковска. Местами лёсс перекрывается перигляциальными делювиальными отложениями, возникшими за счет разрушения ледниковых отложений. Разрезы такого рода относительно часто встречаются в возвышенных районах и располагаются обычно близ границы участков лёсса, относящегося к северопольскому оледенению. Это явилось причиной ошибочного стратиграфического определения плейстоценовых отложений (например, разрез в Гура Пулавска).

Лёсс среднепольского оледенения, перекрытый ледниковыми отложениями, распространен также в долине реки Буг (фиг. 2). В районе Влодавы (Мойский, Трембачовский, 1961) он представлен аллювиальной фацией и залегает с мощностью в несколько метров на озерных отложениях конца великого (мазовецкого) межледниковья, охарактери-

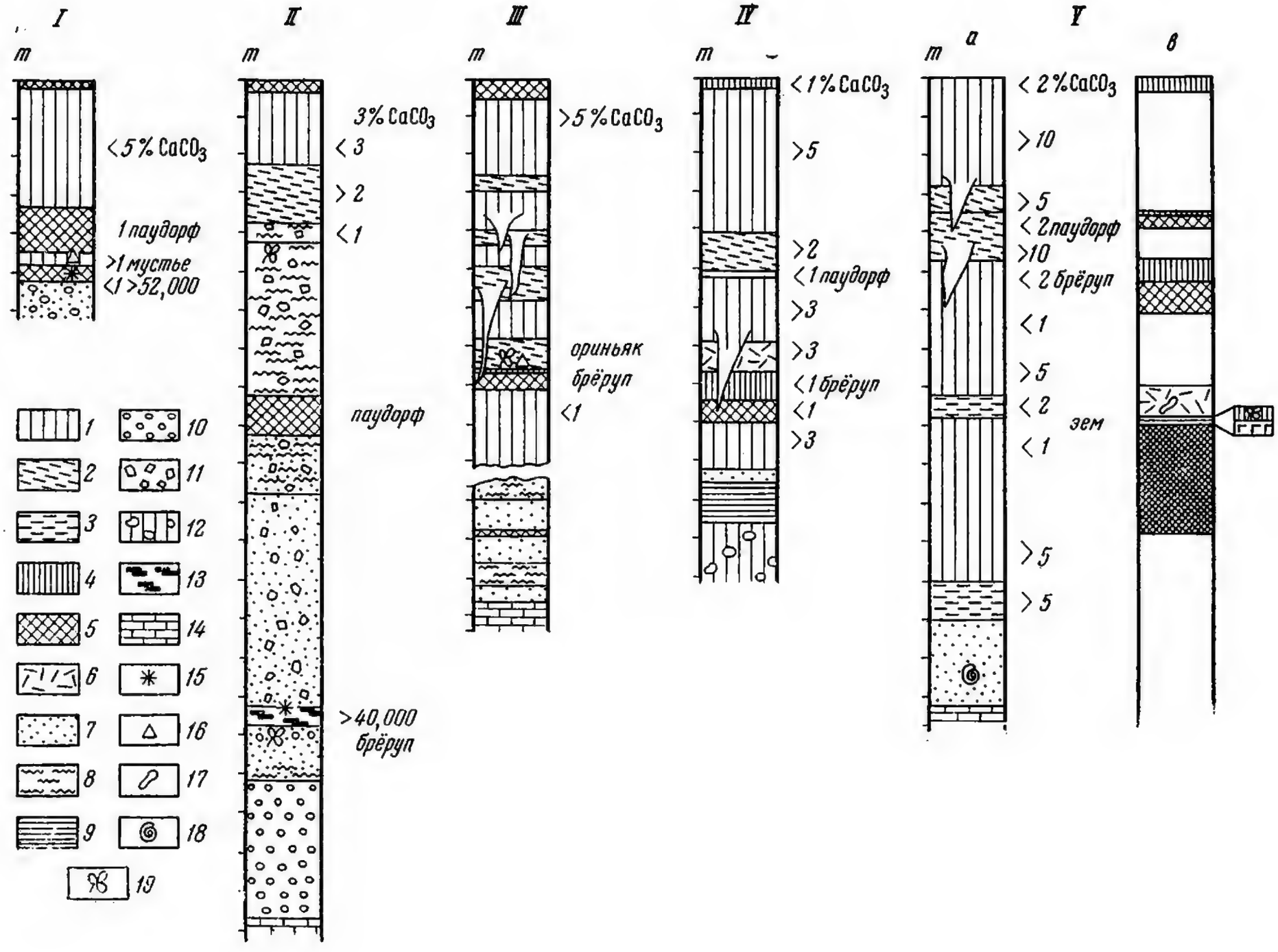


Рис. 3. Некоторые важнейшие разрезы лёссов в Польше

I — Рацибуж — Очице (по З. Чеппе, Я. К. Козловскому, К. Крысовской, 1963); II — Вадовице(по М. Соболевской, Л. Старкелю, А. Сьродоню, 1964); III — Звежинец (по Л. Савицкому, 1952); IV — Голембице (по Б. Грабовской — Ольшевской, 1963); V — Неледев: *а* —литологический разрез, *в* —почвенный (по Ю. З. Мойскому, 1965а) *1* — субаэральный лёсс, *2* — солифлюкционный лёсс, *3*—аллювиальный лёсс, *4* — аккумуляционный почвенный горизонт (гумусовый), *5* —иллювиальный почвенный горизонт, *6* — оглеенный лёсс, *7* — пески, *8* — алевриты, *9* — глины, *10*— гравий, *11* — накопление обломков, *12* — валунная глина, *13* — торфы, *14* — дочетвертичные мергели и известняки, 15 — датировки по C^{14}, *16* — палеолитические стоянки, *17* — кости млекопитающих, *18* — моллюски, *19* — флора

зованных палинологически. В его гранулометрическом составе преобладает фракция 0,01—0,05 *мм*.

Представленные выше разрезы говорят о том, что лёссы участвуют в строении разрезов отложений среднепольского оледенения в тех районах, где распространены ледниковые отложения этого возраста. Однако большинство лёссов среднепольского оледенения развито на площади, располагающейся южнее границы этого оледенения, как, например, на Люблинской, Опатовской и Меховской возвышенностях.

На Люблинской возвышенности лёсс среднепольского оледенения распространен в районах Хрубешова и на Росточье (фиг. 3). В окрестностях Хрубешова он залегает в нижней части мощного лёссового покрова в аллювиальной и субаэральной фациях (Mojski, 1965a). Он подстилается палеонтологически охарактеризованными речными песками великого (мазовецкого) межледниковья и перекрывается почвой эемского межледниковья. Мощность лёсса достигает 7 *м*.

На Росточье лёсс среднепольского оледенения приурочен к понижениям в рельефе (Malinowski, 1964). Он представлен обычно, в аллювиальной фации и лишь верхняя его часть, сильно выветрелая, имеет субаэральное происхождение. Общая мощность лёсса колеблется от 1,1 до 14,2 *м*. Количество фракции 0,01—0,05 *мм* в нем не превышает обычно 50% при повышенном, по сравнению с более молодыми лёссами, количестве фракции меньше 0,05 *мм*.

На Опатовской возвышенности лёсс среднепольского оледенения представлен аллювиальным лёссом, залегающим на флювиогляциальных отложениях максимальной стадии. Мощность его достигает здесь 4 *м* (местность Злота близ Сандомежа; Grabowska-Oeszewska, 1963).

На Меховской возвышенности лёсс среднепольского оледенения может залегать в виде солифлюкционного лёсса с примесью песка и скопления щебня (Guide-Book of Excursion, VI INQUA Congress, 1961). Однако его стратиграфическое положение достоверно не исследовано вследствие отсутствия увязки с ледниковыми или флювиогляциальными отложениями, которые на этой площади могут относиться только к южнопольскому оледенению.

Эемское межледниковье

Почва эемского межледниковья может представлять руководящий горизонт в разрезах лёсса на возвышенностях. Она распространена во многих местах Люблинской возвышенности. В восточной части Люблинской возвышенности (Mojski, 1965a) эта почва имеет характер подзола с признаками оглеения. Она характеризуется иллювиальным горизонтом мощностью до 3,2 *м* (Тшещаны), а также аккумулятивным и элювиальным горизонтами общей мощностью 0,3 *м*. В элювиальном горизонте местности Михалувка встречаются единичные зерна пыльцы Betula и Carpinus. Текстура лёсса разрушена, карбонат кальция полностью выщелочен. В верхней части иллювиального горизонта встречаются местами (например, в местностях Михалувка и Тшещаны) силикатно-железистые конкреции. Аккумулятивный и элювиальный горизонты нарушены криогенными процессами и образуют инволюционную зону мощностью до 0,5 *м*.

На Западном Росточье почва эемского межледниковья обладает мощностью более 4 *м* (Malinowski, 1964). Она состоит из элювиального горизонта, подстилаемого иллювиальным горизонтом, при полном отсутствии извести, содержит многочисленные железистые конкреции и окрашена в бурый или коричневый цвет.

На площади распространения лёссов на Опатовской и Меховской возвышенностях наличие почвы эемского межледниковья является спорной проблемой.

Возможно к эемскому возрасту относится болотная почва с признаками оглеения в разрезе местности Тополя, залегающая на гравиях и аллювиальном лёссе (?) и перекрытая солифлюкционным лёссом северопольского оледенения (VI INQUA Congress, Guide-Book, «From the Baltic to the Tatras» pt II, v. II, 1961). По сообщению Я. Дылика, возраст древесины дуба, найденной в почве, определенный методом C^{14}, составляет более 37 000 лет. Кроме того, нет обоснованных предпосылок для более детального определения возраста ископаемой почвы в местности Тополя.

Отсутствие почвы эемского межледниковья западной части возвышенности можно объяснить ее разрушением во время последующих денудационных процессов, которые вследствие большей влажности климата проявлялись на этой территории более интенсивно, чем в восточной, более континентальной части возвышенности.

Северопольское оледенение

Щецинская стадия

Лёсс щецинской стадии встречен на Люблинской возвышенности в Западном Розточье, на Опатовской возвышенности и Меховской возвышенности.

Разрезы в восточной части Люблинской возвышенности (Mojski, 1965a) дают наиболее полные сведения о положении лёсса щецинской стадии в стратиграфическом разрезе, его фациях и распространении. Лёсс щецинской стадии залегает на ископаемой почве эемского межледниковья и под ископаемой почвой интерстадиала брёруп. Так он представлен в местностях Неледев, Михалувка и Тшещаны в аллювиальной и субаэральной фации. Аллювиальный лёсс слагает нижнюю часть, а субаэральный, как правило, верхнюю часть стратиграфического разреза. Аллювиальный лёсс состоит из слоев разного гранулометрического состава. Этот состав лёсса щецинской стадии в восточной части Люблинской возвышенности характеризуется преобладанием фракции от 0,01 до 0,05 *мм* в количестве от 45 до 84%. Количество карбоната кальция, без учета выветрелых частей разреза, составляет от 2,8 до 19,8%. Преобладающее количество зерен представляет кварц. В нижней части стратиграфического разреза повышается количество прослоев мелкозернистого и среднезернистого песка. В аллювиальном лёссе, особенно в его верхней части, наблюдаются неглубокие и узкие трещины, по всей вероятности, мерзлотного происхождения, а также структуры, называемые инволяциями, с амплитудой нарушения до 20 *см*.

Субаэральный лёсс обладает беспорядочной текстурой, местами в нижней части полосчатой. Он состоит из кварцевого пелита с частицами размером от 0,01 до 0,05 *мм*, в количестве от 45 до 64%. Количество карбоната кальция составляет от 2,8 до 20,2%. В разрезе местности Неледев проявляется сильное оглеение нижней части субаэрального лёсса. (Только в местах высокого гипсометрического положения гумусового горизонта ископаемой почвы эемского межледниковья.) Мощность лёсса щецинской стадии в восточной части Люблинской возвышенности составляет в среднем около 3 *м*.

Лёсс щецинской стадии на Западном Розточье также в основном представлен в виде субаэрального лёсса, подстилаемого вблизи долин аллювиальным лёссом (Malinowski, 1964). Минеральный состав характеризуется наличием кварца, полевых шпатов, тяжелых минералов и карбоната кальция. В гранулометрическом составе преобладает фракция от 0,01 до 0,05 *мм* в количестве от 44,3 до 77%, причем абсолютное преобладание эта фракция имеет в аллювиальном лёссе. Количество карбоната кальция составляет от 0,6 до 10,1%. Мощность лёссов щецинской стадии на Западном Розточье составляет по крайней мере несколько метров, достигая максимальной величины в нижней части склонов.

В долине реки Вепш, от местности Ленчна до устья притока Быстшица, к щецинской стадии могут относиться, по Яну (Jahn, 1956), так называемые «спичинские алевриты», состоящие из аллювиального лёсса, как правило, мелкослоистого и известковистого. Они содержат фауну моллюсков Gyraulus, Sphaerium corneum, Pisidium sp.

В долине Вислы между местностями Завихост и Пулавы к лёссам щецинской стадии относится склоновый лёсс (Пожарыский, 1953). В местностях Подгуже, Кваскова-Гура и Пархатка, встречен сильно выветрелый лёсс мощностью до 5 *м*.

На Опатовской возвышенности щецинской стадии соответствует нижняя часть лёссовой толщи (Grabowska-Olszewska, 1963), представленной аллювиальным и солифлюкционным лёссом. Солифлюкционный лёсс содержит прослойки песка и гравия, происходящих из флювиогляциальных песков, залегающих ниже. В верхней части разреза залегает субаэральный лёсс с беспорядочной текстурой. В местности Хобжаны (Страшевская, Мицельская, Guide-Book of Excursion, VI INQUA Congress, 1961) аллювиальный лёсс представлен лёссовидными алевритами с ленточной слоистостью, подстилаемыми мелкозернистыми песками с прослойками глинистого лёсса. Мощность лёсса щецинской стадии на Опатовской возвышенности составляет 4 *м*.

На Меховской возвышенности к лёссу щецинской стадии можно отнести с оговоркой лёсс с гумусовыми прослоями, солифлюкционного типа в местности Клеменцице и солифлюкционный лёсс с выветрелыми обломками и прослоями гумуса в местности Паркошовице (Клайнерт, Guide-Book of Excursion. VI INQUA Congress, 1961). В известном разрезе Звежинец вблизи Кракова (Sawicki, 1952) описанным выше отложениям соответствует нижний лёсс с количеством карбоната кальция в среднем 1,35% (Kolasa, 1963). Он представлен субаэральным лёссом с примесью песка в нижней части, имеющим мощность около 2,5 *м*. В кровле этого лёсса Л. Савицким были обнаружены раннеориньякские кремневые изделия, залегающие, по всей вероятности, в переотложенном состоянии.

Фауна позвоночных и моллюсков, встречающаяся в лёссе щецинской стадии, изучена в недостаточной мере, а определенные оттуда формы не имеют руководящего значения.

Интерстадиал брёруп

Интерстадиал брёруп представлен в лёссовых разрезах в виде ископаемой почвы. Эта почва в полном развитии известна на Люблинской возвышенности, особенно в ее восточной части (Mojski, 1965a), а также на Западном Розточье (Malinowski, 1964). Кроме того, разрезы этой почвы, обычно неполные, известны в лёссах Опатовской и Меховской возвышенностей, а также в ближайших окрестностях Кракова (Звежинец, Л. Савицкий, 1952) и в нескольких других местах, например в окрестно-

стях местности Рацибуж (Czeppe, Koztowski, Krysowska, 1963). Полный разрез почвы интерстадиала брёруп состоит из аккумуляционного и иллювиального горизонтов, переслоенных местами элювиальным горизонтом общей мощностью до 2 *м*. Аккумуляционный горизонт мощностью до 0,8 *м* представлен гумидным лёссом темно-серого и фиолетово- серого цвета, безызвестковистым. Иллювиальный горизонт образует лёсс бурого и коричневого цвета, безызвестковистый, с комковатой и полиэдрической текстурой мощностью до 1,5 *м*. Элювиальный горизонт отмечается в виде светло-серого прослоя кварцевого пелита мощностью до 0,1 *м*. Наибольшей мощности брёрупская почва достигает в восточной части возвышенностей. К западу ее мощность уменьшается.

Характерной чертой почвы интерстадиала брёруп является ее рассеченность системой полигональных морозных клиньев. Эти клинья берут начало в лёссах более молодого возраста, перекрывающих почву, но благодаря своей глубине превышающих 2 и 3 *м*, достигают и более древних пород. Наглядные примеры такого рода структур представляют обнажения на Люблинской возвышенности — Неледев, Липице, Хрубешов, Сонсядка (Malinowski, Mojski, 1960) и др.

Литологический разрез почвы интерстадиала брёруп позволяет назвать ее подзолистым черноземом. Процесс формирования почвенного разреза являлся здесь, вероятно, очень сложным. Следует предполагать, что в начале развивался чернозем. В термическом оптимуме лёссовые площади были покрыты лиственными лесами. Произрастающие здесь леса вызвали подзолистость почвенного разреза. В конце интерстадиала растительный покров снова изменился, и, быть может, в это время произошло обогащение аккумуляционного горизонта гумусовым веществом.

Главная стадия

Допаудорфская фаза. Лёссы принадлежат к наиболее хорошо изученным плейстоценовым отложениям допаудорфской фазы в Польше. Их стратиграфическое положение определяется залеганием выше почвы интерстадиала брёруп и под почвой паудорфской интерфазы. Такие разрезы наблюдаются в восточной части Люблинской возвышенности (Mojski, 1965a) на Западном Розточье (Malinowski, 1964), в долине Вислы (Pożaryska, 1953), на Опатовской возвышенности (Sawicki, 1932; Grabowska-Olszewska, 1953), Меховской возвышенности (Guide-Book of Escursion, VI INQUA Congress, 1961). Лёсс допаудорфской фазы представлен главным образом солифлюкционным лёссом, состоящим из эоловой пыли с примесью материала, захваченного из различных генетических горизонтов почвенного разреза брёрупского интерстадиала.

Мощность лёсса допаудорфской фазы составляет, как правило, около 2 *м*, в исключительных случаях больше, например в бассейне реки Пор на Западном Розточье.

Паудорфская интерфаза. В лёссовых разрезах паудорфской интерфазе соответствует ископаемая почва, представленная буроватым безызвестковистым лёссом или же слабо известковистым лёссом неопределенного происхождения и типологии. Такая почва известна в разрезах восточной части Люблинской возвышенности, Западного Розточья, долины Вислы между местностями Завихост и Пулавы, а также Опатовской возвышенности. Наиболее полные разрезы почвы наблюдаются на Люблинской возвышенности, где, например в местности Неледев, на буром лёссе залегает слой гумусового лёсса. Мощность почвы колеб-

лется обычно от 0,2 до 0,8 *мм*. В преобладающей части лёссовых разрезов почва разрушена последующими солифлюкционными процессами и паудорфская интерфаза представлена единственно погребенной денудационной поверхностью лёсса предшествующей фазы.

Лещиньская фаза—поморская фаза. Лёсс является важным составным компонентом стратиграфического профиля главной стадии на территории возвышенностей в интервале от лещиньской фазы до поморской фазы. Этот лёсс распространен на обширной части Люблинской возвышенности, Розточья, Опатовской и Меховской возвышенностей. Кроме того, лёсс часто вместе с лёссовидными отложениями распространен в предгорьях Карпат и Судет.

Лёсс описываемых фаз имеет эоловое происхождение и представлен тремя типами: аллювиальным лёссом, солифлюкционным лёссом и субаэральным лёссом.

В связи с отсутствием обобщающих работ, охватывающих площадь всей страны, минералого-петрографическая и гранулометрическая характеристика самого молодого горизонта лёсса приводятся на примере лёсса Люблинской возвышенности (Malinowski, 1964; Mojski, 1965a). Этот лёсс обладает в общем однородным минералогическим составом. Преобладает кварц (более 90%), в значительно меньшем количестве представлены полевые шпаты, карбонат кальция, глинистые минералы. В вертикальном разрезе количество кварца изменяется в незначительных пределах, но количество остальных минералов, особенно кальцита и глинистых минералов, изменяется более сильно. Тяжелые минералы представлены цирконом, гранатом, турмалином, рутилом, роговой обманкой, ставролитом, дистеном, эпидотом и др. Как правило, преобладают стойкие минералы (50—75%), меньше минералов, малостойких при выветривании. Карбонат кальция составляет от 1,2 до 17,8%, причем наибольшее количество содержится в субаэральном лёссе: от 5,6 до 17,8% (в аллювиальном лёссе $CaCO_3$ содержится в количестве от 5,2 до 11,0%, а в солифлюкционном лёссе от 1,2 до 13,2%).

Гранулометрический состав аллювиального и субаэрального лёссов характеризуется преобладанием фракции от 0,01 до 0,05 *мм*, которая составляет от 47 до 79% (в субаэральном лёссе от 47 до 74%, аллювиальном от 50 до 78%). В солифлюкционном лёссе главной лёссовой фракции может содержаться в два раза меньше (от 27 до 61%). Приведенные выше данные говорят о том, что наилучше отсортированными частицами характеризуется аллювиальный лёсс, а наименьшей сортировкой обладает солифлюкционный лёсс. Аллювиальный лёсс имеет, кроме того, меньшее количество песка в разрезах восточной части Люблинской возвышенности по отношению к ее остальной части.

Лёсс южной части Меховской возвышенности содержит от 1,4 до 17,89% $CaCO_3$ (Kolasa, 1963). В гранулометрическом составе преобладает фракция от 0,06 до 0,006% (от 66,5 до 88%).

Текстурные особенности лёссов лещиньской, познанской и поморской фаз указывают на то, что они образовались в условиях перигляциальной среды. К таким особенностям принадлежат морозные клинья и трещины, а также мерзлотные структуры пучения. Морозные клинья и трещины встречаются в различных частях лёссового разреза, как в аллювиальном, так и субаэральном лёссе. В аллювиальном лёссе наблюдается большое количество широких клиньев с глубиной, достигающей, как правило, 1 *м*.

Трещины в аллювиальном лёссе развивались с его аккумуляцией. В отношении же морозных клиньев такая связь не проявляется достаточно отчетливо.

Стратиграфия неоплейстоценовых лёссов

		Люблинская возвышенность		Участок излучины Вислы
		Бассейн нижней Гучвы (Ю. Э. Мойски)	Западное Розточье (Я. Малиновски, 1964)	(В. Пожарыски, 1953)
Северопольское оледенение	Главная стадия	Поморская фаза Познанская фаза Лещиньская фаза	Склоновые пески. Субаэральный лёсс с двумя или тремя солифлюкционными горизонтами. В нижней части морозные клинья. Солифлюкционный лёсс. Аллювиальный лёсс	Субаэральный лёсс Солифлюкционный лёсс	Пески высокого засыпания Верхний младший лёсс
		Паудорфская интерфаза	Бурозем, местами с гумусовым горизонтом в кровле	Черноземная почва	Почва типа подзола
		Допаудорфская фаза	Солифлюкционный лёсс. местами с субаэральным. Морозные клинья	Солюфликционный лёсс Морозные клинья	Нижний младший лёсс
	Интерстадия брёруп		Подзолистая черноземная почва, состоящая в разрезе из аккумуляционного, элювиального и иллювиального горизонтов		Черноземная почва с ржавым иллювиальным горизонтом, в подошве с ориньякской культурой
	Щецинская стадия		Субаэральный лёсс, часто внизу солифлюкционный с инволюционными структурами. Аллювиальный лёсс с примесью песка. Местами лёсс, сильно оглеенный. Перигляциальные структуры	Субаэральный лёсс Аллювиальный лёсс	Старший лёсс
Эемское межледниковье			Оглеенный подзол, состоящий в разрезе из аккумуляционного, аллювиального и иллювиального горизонтов	Подзолистый чернозем, состоящий из аккумуляционного, элювиального и иллювиального горизонтов	Выветривание
Среднепольское оледенение			Субаэральный лёсс Аллювиальный лёсс	Лёсс	Флювиогляциальные пески и гравии, озерные алевриты, валунная глина
Великое (мазовецкое) межледниковье			Речные пески с гравием, с фауной моллюсков	Пески с гравием в долине реки Гораец	Денудация

Таблица

в полосе польских возвышенностей

Опатовская возвышенность			Меховская возвышенность
Голэмбице	Журавица	Хобжаны (Б. Грабовска-Ольшевска, 1963)	(А. Малицки, З. Михальска, З. Клайнерт; Guide Book ... 1961)
(К. Копчыньска, Э. Мыцельска, К. Страшевска, Guide Book ... 1961)			
Лёсс Солифлюкционный лёсс	Лёсс, в нижней части расслоенный с полосами песка Солифлюкционные отложения	Лёсс	Песчано-обломочные склоновые отложения (Клеменцице)
Темно-коричневая почва	Темно-коричневый лёсс (оплывшая почва)	Отложения ископаемой почвы с нарушениями типа «туфуров»	Лёсс, местами с примесью обломков в нижней части (Клеменцице)
Лёсс Гумусовый слой (?) Лёсс, в нижней части морозные клинья	Желто-серый лёсс Темно-серый лёсс Желто-серый лёсс Морозные клинья	Желтый лёсс Гумусовый лёсс с полосами гравия. Морозные клинья	Склоновые пески с гумусом
Ископаемая почва, состоящая из гумусового, элювиального и иллювиального горизонтов		Почва черноземного типа с денудированной поверхностью	Почвенный горизонт, выветривание местами смывы почвы (Клеменцице)
Глинистый безызвестковый лёсс	Глинистый лёсс, темно-красный	Глинистый лёсс с примесью песка и гравия Аллювиальный лёсс с ленточной слоистостью Мелкозернистые пески с полосами лёсса	Лёсс. Лёсс с выветрелыми обломками и полосами гумуса (Солифлюкционный лёсс) Морозные клинья
Отложения отсутствуют (денудация)	Отложения отсутствуют	Отложения отсутствуют (эрозия)	Гумусовая почва с иллювиальным горизонтом. Местами аккумуляционный горизонт, разрушенный денудацией (? — оглеенная болотная почва в Тополе; возр. более 37 000 лет)
Разнозернистые пески Лимногляциальные отложения (водная фация валунных глин)	Флювиогляциальные пески и гравий	Гравий. Пески и гравий флювиогляциальные	Лёсс с примесью песка и склоновых обломков. Аллювиальный лёсс (?) (Тополя) флювиогляциальные пески. Склоновые отложения, ритмически расслоенные остатки валунной глины
Отложения отсутствуют, частично разрезы неизвестны			Отложения отсутствуют, частично разрезы неизвестны

Мерзлотные структуры пучения имеют вид стоячих или опрокинутых складок, высотой, достигающей местами более 2 *м*. Ядра складок состоят из отложений нижней части разреза, местами из более древнего лёсса или же ископаемой почвы. Породы отчетливо растресканы параллельно вертикальной оси складки. Дальше от ядра трещины, они, так же как и наблюдающееся часто в складке расслоение, исчезают. Такого рода структуры развиты, по-видимому, преимущественно на склонах, т. е. в тех местах, где субаэральный лёсс подстилается солифлюкционным лёссом. Слишком малое количество изученных структур пучения не позволяет определить закономерности их регионального распространения. Можно лишь констатировать, что количество морозных клиньев увеличивается в разрезах лёсса в восточной части страны, по отношению к разрезам на остальной площади. Эта зависимость может быть легко объяснена сильнее выраженными континентальными чертами климата на востоке и океаническими чертами климата на западе во время аккумуляции лёсса и образования клиньев.

Мощность лёсса лещиньской, познанской и поморской фаз бóльшая, чем мощность более древних лёссов. Она колеблется от нескольких до 20 с лишним *м*. По отношению к морфолого-топографическим условиям наибольшая мощность лёсса наблюдается в нижней части склонов в тех местах, где склон переходит в террасу. Большие мощности прослеживаются также на междолинных участках некоторых районов Люблинской возвышенности, Западного Розточья и в других местах. Меньшей мощностью обладает лёсс на верхних участках склонов и иногда на террасах.

В разрезе лёсса лещиньской, познанской и поморской фаз нельзя выделить, как в других разрезах, отрезков, соответствующих последовательным фазам или интерфазам. Можно предполагать, что различия в климатических условиях фаз и интерфаз были настолько малы, что не повлияли существенным образом на строение лёссовой толщи. Однако это вовсе не означает, что она совершенно однородна. В разрезах субаэрального лёсса можно наблюдать местами дифференцированность, выражающуюся в наличии прослоев серого и зеленовато-серого цвета мощностью до нескольких десятков сантиметров более глинистых, нерегулярно расслоенных, с черно-бурыми пятнами растительных остатков. Такие слои, изученные и описанные впервые в разрезе Звежинец под Краковом Савицким (Sawicki, 1952). Наблюдаются также в лёссе Люблинской возвышенности. В разрезе Звежинец встречено больше 10 таких слоев, а на Люблинской возвышенности наблюдается в одном разрезе не больше 3 слоев.

Литологический состав показывает (Sawicki, 1952, Siuta, 1960), что слои светло-серого лёсса образовались в более влажной среде, чем среда образования типичного субаэрального лёсса. В такой среде был возможен более буйный рост тундровой растительности, а также имели место более активные процессы конгелифлюкции и оглеения. До сих пор неизвестно, каким изменениям климатических условий соответствуют более влажные периоды. Быть может, что некоторые из них соответствуют интерфазам, нашедшим свое отражение в отложениях и послеледниковом рельефе низменной площади. Это мнение, выраженное ранее чехословацкими исследователями, требует, однако, еще доказательств.

Фауна позвоночных и моллюсков из лёссовых толщ Польши изучена лишь в небольшой степени, и пока не имеет руководящего значения. К наиболее распространенным позвоночным относятся остатки костей мамонта (Elephas primigenius). Обнаружены также, главным образом, в излучине Вислы (Pożaryski, 1953), кости Rhinoceras tichorhi-

nus, Bos priscus, Equus caballus fossilis, Sus scrofa fossilis. Фауна моллюсков состоит в основном из раковин Pupilla muscorum L., Succinea oblonga Drap., Limnaea sp., Vallonia tenuilabris Al. Braun., Columella edentula colunella Mart. и некоторых более редких форм (Pożaryski, 1953; Jahn, 1956a; Pvószyński, 1952).

ЛИТЕРАТУРА

Мойский И. Е. Стратиграфия последнего ледникового яруса.— В кн. «Последний Европейский ледниковый покров», ч. II. М., Изд-во «Наука», 1965.

Baraniecki L.— Gliny peryglacjalne na przedpolu Sudetów, w Karpatach, Czechosłowacji i na Spitsbergenie. Biul. Inst. Geol., 1965, nr 189.

Czarnocki J.— Dyluwium Gór Swiętokrzyskich. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego. 1931. T. 7.

Czeppe Z., Kozłowski K. J., Krysowska M. Le gisement paléolithique de loess de Racibórz — Ocice en Haute Silésie. Folia Quaternaria 15, 1963.

Dylik J. Zagadnienie genezy lessu w Polsce. Biuletyn Peryglacjalny, 1954, nr 1.

Grabowska-Olszewska B. Własności fizyczno-mechaniczne utworów lessowych północnej i północno-wschodniej części świętokrzyskie strefy lessowej na tle ich litologii i stratygrafii oraz warunków występowania. Biuletyn Geologiczny Uniwersytetu Warszawskiego, 1963, t. 3.

Guide-Book of Excursion. VI INQUA Congress, 1961. Poland.

Halicki B., Sawicki Lw. Less nowogródzki. Zbiór prac poświęconych E. Romerowi. Lwów, 1934.

Jahn A.— Less, jego pochodzenie i związek z klimatem epoki lodowej. Acta Geologica Polonica, 1950. Vol. 1.

Jahn A. Materiały do geologii czwartorzędu północnej części arkusza 1: 300.000. Zamość. Biul. Inst. Geol. 1962, nr 66.

Jahn A. Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd. Prace Geograficzne Inst. Geogr. PAN, 1956a, nr 7.

Jahn A. Srodkowa i wschodnia część Wyżyny Lubelskiej. Geologia Regionalna Polski. 1956b, Tom 2: Region Lubelski.

Jahn A.— The oldest periglacial period in Poland. Biuletyn Peryglacjalny, 1960a, nr 6.

Jahn A.— Czwartorzęd Sudetów. Geologia Regionalna Polski, 1960b, Tom 3: Sudety.

Karaszewski W. Stratygrafia utworów czwartorzędowych i występowanie lessów podmorenowych w rejonie Warki nad dolna Pilica. Biul. Inst. Geol., 1952, nr. 66.

Klimaszewski M. Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym. Prace Wrocławskiego Towarzystwa Naukowego. 1948. Seria B, nr 7.

Kolasa M. Geotechniczne własności lessów okolic Krakowa. Prace Geologiczne Komitetu Nauk Geologicznych PAN. Oddział w Krakowie, 1963, t. 18.

Kozłowski J. K. Studia nad zróżnicowaniem kulturowym w paleolicie górnym Europy Srodkowej. Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Jagiellońskiego, nr 109, Prace Archeologiczne, 1965, z. 7.

Książkiewicz M. Utwory czwartorzędowe Povgórza Cieszyńskiego. Prace Geologiczne Polskiej Akademii Umiejętnośc, 1935, T. 2.

Łyczewska J. Sprawozdanie z badań geologicznych w północno-zachodniej części arkusza Brzesko Nowe 1 : 100.000.— Biul Inst. Geol., 1948, nr 42.

Malicki A. Geneza i rozmieszczenie loessów w środkowej i wschodniej Polsce. Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, 1949. Sec. B. Vol. 4.

Malicki A. The stratigraphic value of the loess profile in Pikulice (near Przemyśl). Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska. 1961. Sec. B, Vol. XV.

Malinowski J. Budowa geologiczna i własności geotechniczne lessów Roztocza i Kotliny Zamojskiej między Szczebrzeszynem i Turobinem. Prace Inst. Geol., 1964, t. XLI.

Malinowski J., Mojski J. E. Przekrój lessu w Sąsiadce koło Szczebrzeszyna na Roztoczu. Biul. Inst. Geol. 1960, nr 150.

Maruszczak H. Kliny mrozowe schyłkowego stadium zlodowacenia bałtyckiego w lessach Wyżyny Lubelskiej. Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, 1956, Sec. B, Vol. 9.

Maruszczak H. Wind directions during the sedimentation period of the upper loess in the Vistula basin. Bull. de l'Acad. Polonaise des Sci., 1963, Ser. des sci. géol. et geogr., vol. XI, nr 1.

Mojski J. E. O badaniach lessu w Polsce. Biul. Inst. Geol., 1955, nr 70.

Mojski J. E. Stratygrafia lessów w dorzeczu dolnej Huczwy, na Wyżynie Lubelskiej. Biul. Inst. Geol., 1965a, nr 189.

Mojski J. E. Korelacja profilu stratygraficznego lessów w Niemieckiej Republice Demokratycznej, Polsce i Europejskiej części Związku Radzieckiego. Kwartalnik Geologiczny, 1965b, t. 9, nr 3.
Mojski J. E. Stratigraphy of the Last Glaciation in the northern and middle part of Poland. «The Last Scandinavian Glaciation in Europe». Wyd. Akademii Nauk ZSSR, 1965c.
Mojski J. E., Trembaczowski J. Przekrój czwartorzędu w Susznie nad Bugiem koło Włodawy. Biul. Inst. Geol., 1961, nr 169.
Pożaryska K. Stratygrafia plejstocenu w dolinie dolnej Kamiennej. Biul. Inst. Geol., 1948, nr 52.
Pożaryski W. Plejstocen w przełomie Wisły przez Wyżyny Południowe. Prace Inst. Geol., 1953, t. 9.
Pożaryski W. Stratygrafia plejstocenu w Polsce w świetle badań wschodniej części wyżyn środkowo-polskich. Przegląd Geograficzny, 1956a, T. 28, z. 2.
Pożaryski W.— Zachodni brzeg Wyżyny Lubelskiej. Regionalna geologia Polski. 1956b. Tom 2: Wyżyna Lubelska.
Prószyński M. Spostrzeżenia geologiczne z dorzecza Bugu. Biul. Inst. Geol., 1952, nr 65.
Romer E. Lekcja geomorfologii na tle krajobrazu Rabki. Czasopismo Geograficzne, 1947, T. 18.
Różycki F. Lessy kopalne i utwory lessopodobne na Wyżynie Łódzkiej. Rocznik Polsk. Tow. Geol., 1961, t. XXXI, z. 2—4.
Różycki S. Z. Middle Poland. Guide-Book of Excursion «From the Baltic to the Tatras», 1961, Pt. II, vol. 1, VI INQUA. Congress. Poland 1961.
Rühle E.— Utwory czwartorzędowe doliny Kierdonki na północ od Rakowa. Biul. Inst. Geol., 1952, nr 68.
Rühle E. The Quaternary in Poland. Wyd. Inst. Geol., 1965.
Ruszczyńska H. Przedplejstoceńskie powierzchnie gradacyjne i stratygrafia osadów czwartorzędowych w dorzeczu Uniejówki. «Prace o plejstocenie Polski środkowej». Komitet Geologiczny PAN, 1961.
Samsonowicz J. O loessie wschodniej części Gór Swiętokrzyskich. Wiadomości Archeologiczne, 1924, T. 9.
Samsonowicz J. Objaśnienia arkusza Opatów. Państw. Inst. Geologiczny, 1934.
Sawicki Lw. Sur la stratigraphie du loess en Pologne. Rocznik Polsk. Tow. Geol., 1932, T. 8.
Sawicki Lw. Warunki klimatyczne akumulacji lessu młodszego w świetle wyników badań stratygraficznych stanowiska paleolitycznego lessowego na Zwierzyńcu w Krakowie. Biul. Inst. Geol., 1952, nr 66.
Sawicki Lw. Warunki stratygraficzne interglacjału w Sciejowicach koło. Krakowa. Biul. Inst. Geol., 1957, nr 118.
Siuta J. O procesach glejowych i wytrąceniach żelazistych w lessach okolic Kazimierza Dolnego. Przegl. Geogr., 1960, T. 32, zesz. 1—2.
Sobolewska M., Starkel L., Srodoń A. Młodoplejstoceńskie osady z florą kopalną w Wadowicach. Folia Quaternaria, 1964, nr 16.
Walczak W. Stratygrafia plejstocenu w dolinie Scinawki Kłodzkiej. Biul. Inst. Geol., 1952, nr 68.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

1967 № 33

М. В. МУРАТОВ

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ КРЫМА, ИХ СООТНОШЕНИЯ С МОРСКИМИ ТЕРРАСАМИ И ВОЗРАСТ

СТРАТИГРАФИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КРЫМА

Среди континентальных четвертичных отложений Крыма главную роль играют аллювиальные отложения, слагающие поверхность речных террас и поймы рек, а также делювиально-пролювиальные отложения, участвующие в заполнении долин и сложении террасовых уровней. Всего в Крыму выделяют шесть террасовых поверхностей; из них самую низкую — высотой 2—3 *м* — образует первая, или «садовая», терраса; вторая терраса высотой 5 — 7 *м* развита плохо; третья — судакская терраса имеет высоту 10—15 *м;* четвертая — манджильская — 25—40 *м,* пятая — булганакская — 60—80 *м.* Наиболее высокий Кизил-джарский террасовый уровень (до 100—150 *м*) относится уже к верхнему плиоцену (виллафранку).

Все террасы различаются не только высотой, но определенными индивидуальными чертами слагающих их отложений, охарактеризованными ниже и отражающими историю их формирования. Сопоставление речных террас и делювиально-пролювиальных накоплений с морскими террасами и отложениями побережий позволяет дать довольно хорошо обоснованную схему их стратиграфии.

Кроме речных и делювиально-пролювиальных отложений в горной части Крыма имеются у подножия крутых склонов и обрывов накопления мощных осыпей и глыбовых навалов. Их также удается, хотя и не всегда надежно, сопоставить с террасовыми поверхностями и, таким образом, расчленить по возрасту. Известны также отложения соляных озер, по возрасту сопоставляемые с самыми молодыми первыми террасами (голоценовыми).

Н. И. Андрусов (1912) выделил в окрестностях Судака четыре древних террасовых уровня: 1) наиболее высокие останцы (более 100 *м* высотой), так называемые «большие столы Н. И. Андрусова», 2) Манджильскую террасу, 3) Перчемскую террасу, 4) Судакскую террасу, Н. И. Андрусов превосходно обосновал их взаимоотношения и установил относительный возраст, сопоставив суглинки судакской террасы с морскими отложениями карангата (тирренской террасой, как он ее называл). Вместе с тем из-за того, что верхние террасы довольно сильно наклонены вниз по склонам и имеют неодинаковую высоту на разных своих участках, Н. И. Андрусов принял за разные террасы (перчемскую и судакскую) один и тот же третий террасовый уровень, за которым целесообразно оставить название судакской террасы (рис. 1, 2).

После Н. И. Андрусова террасы р. Альмы изучал Б. А. Федорович (1927), террасы ряда речных долин — М. В. Муратов и Н. И. Николаев (1938), южного берега — В. Г. Шипулина и Г. С. Золотарев, а затем в других долинах — С. В. Дроздов и Е. В. Дрюк, окрестностей Судака — М. В. Муратов и Д. С. Кизевальтер. Тщательное прослеживание и

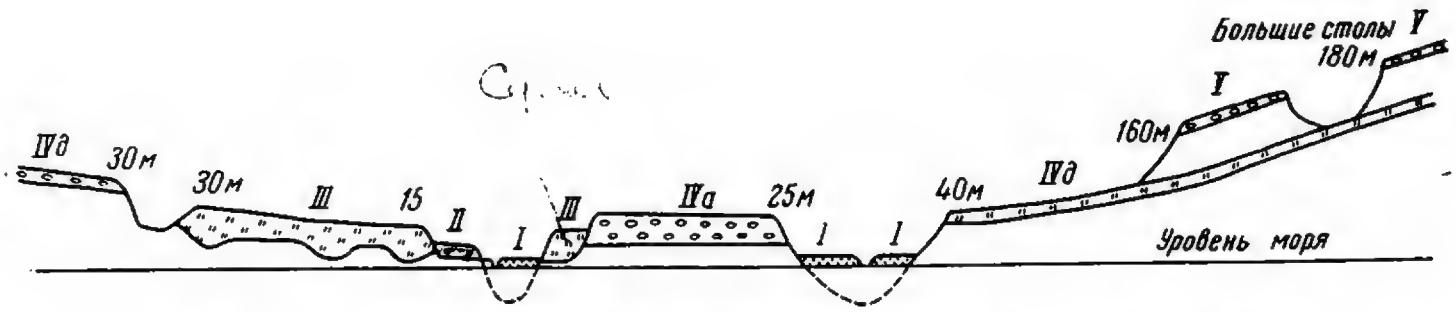


Рис. 1. Схема соотношений террасовых уровней в Судакской долине

I — садовая терраса; *II* — вторая терраса; *III* — судакская терраса; *IVa* — манджильская терраса (аллювий); *IVд* — манджильская терраса, делювиальные суглинки; *V* — «большие столы» Н. И. Андрусова

сопоставление речных террас всех главнейших речных долин Крыма было выполнено В. И. Бабаком (1960).

Террасовые отложения первых трех (низких) уровней в своем распространении в горном Крыму связаны с речными долинами и их притоками. Отложения четвертого уровня также тяготеют к речным системам, хотя иногда слагают и широкие плоские водоразделы между ними.

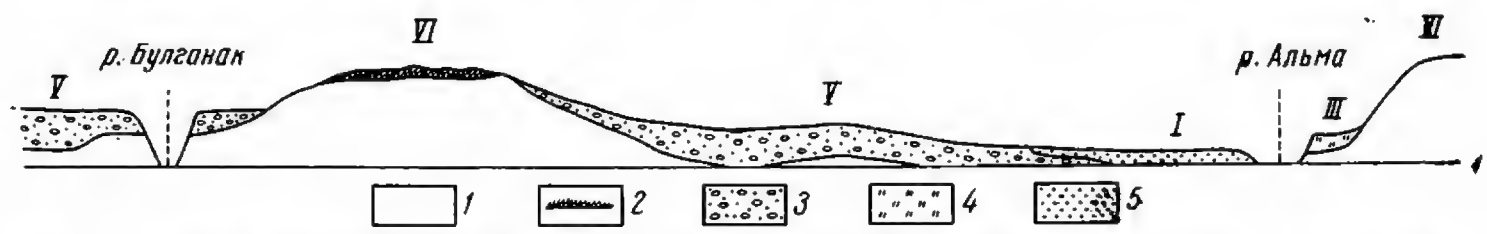


Рис. 2. Схема взаимоотношения террасовых уровней в пределах междуречья Булганака и Альмы на западном побережье Крыма

1 — отложения среднего плиоцена; *2* — отложения шестого уровня (кизил-джарская терраса) — плиоцен (виллафранк); *3* — галечники булганакской V террасы; *4* — аллювий третьей террасы (судакской); *5* — аллювий первой (садовой) террасы

Отложения пятого уровня (так же, как и шестого, кизил-джарского) не связаны с современными долинами и образуют плоские наклонные поверхности к северу и отчасти к югу от горной гряды, окаймляя ее.

Ниже мы рассмотрим отложения различных генетических типов, приведенные к определенным террасовым уровням в возрастной последовательности.

Отложения, связанные с пятым, булганакским, уровнем террас

Отложения, образующие наиболее высокий террасовый уровень, шире всего распространены вдоль северного склона низкой Предгорной гряды на всем ее протяжении между Севастополем и Феодосией. Они слагают здесь обширные участки плоской наклонной от гор к равнине поверхности этой гряды, местные водоразделы и отдельные останцы. Здесь присутствуют два типа отложений: галечники, заключенные в суглинистом наполнителе и включающие прослои и линзы буроватых суглинков, и суглинки с прослоями и линзами галечников. Это отложения водных потоков и рек, спускавшихся от гор главной гряды на предгорную равнину и заполняющих в ее пределах обширные плоские ложбины стока и долины.

Здесь, видимо, мы имеем как типичные аллювиальные, так и тесно с ними связанные пролювиальные отложения, отлагавшиеся в условиях

плоской слегка наклонной предгорной равнины, в которой слабо были выражены относительно узкие невысокие водоразделы — останцы шестой террасы, и более древних поверхностей размыва. Мощность этих отложений невелика — 6—10 *м*, но слагаемые ими пространства очень значительны, хотя и подверглись размыву более молодой и современной речной сетью и расчленены ею на отдельные плато и останцы. В составе отложений преобладает галька из верхнеюрских известняков, хотя присутствуют и другие породы, в частности кварцевая галька, вымытая из юрских и нижнемеловых конгломератов, верхнемеловые известняки и др. Вблизи гор галька крупная, а с удалением от них на 20—40 *км* уменьшается обычно до размера гравия.

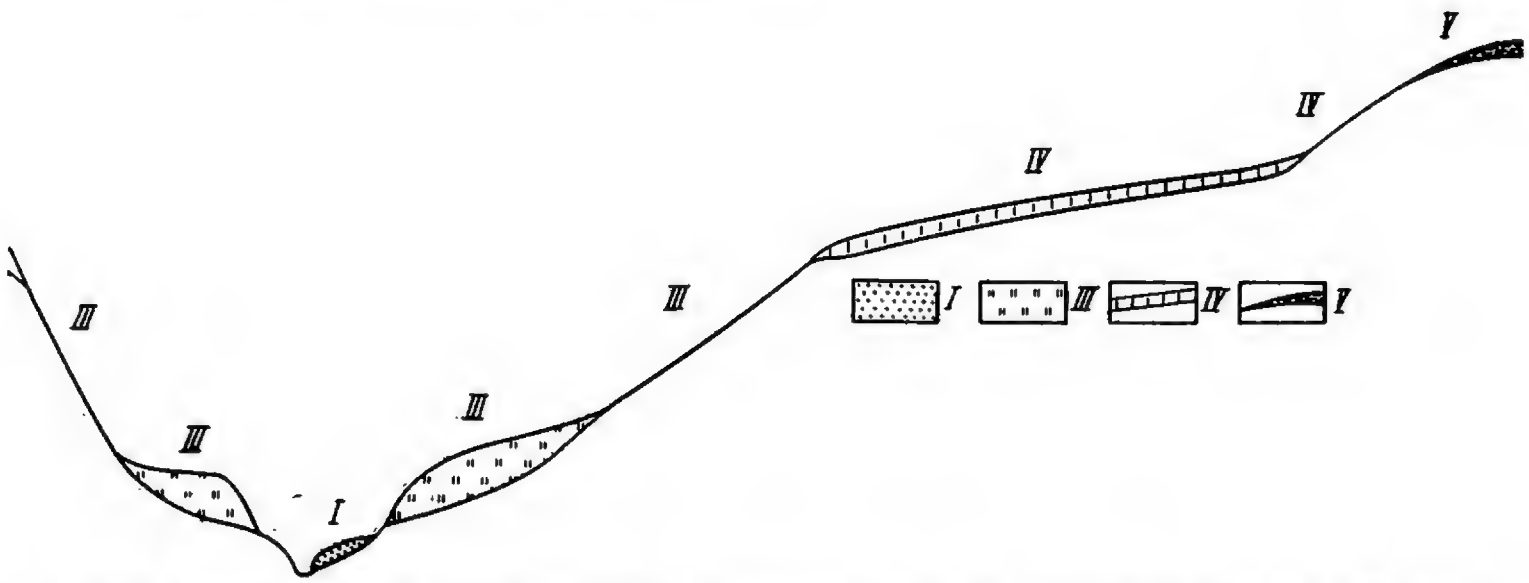


Рис. 3. Типичная схема взаимоотношений элементов рельефа различного возраста в боковых притоках речных долин горной части Крыма

I — останцы аллювия наклонной садовой террасы в дне долин; *III* — суглинки судакской террасы и соответствующие им по возрасту части склона долины; *IV* — плоские поверхности манджильской террасы, прикрытые суглинками и соответствующие им по возрасту части склона долины; *V*— местные водоразделы, соответствующие пятому уровню террасы, частично прикрытые суглинками

Описываемые галечники, заполняющие плоскую широкую ложбину, очень хорошо представлены по северному склону долины р. Булганака, к западу от Симферополя. Ширина поверхности галечниковых накоплений здесь превышает 10—12 *км*, причем поверхность эта заметно снижается от предгорий книзу. В окрестностях г. Симферополя они слагают довольно высокие плато до бровки предгорной гряды, на которой расположена часть пригорода, т. е. до высоты 150 *м* над уровнем моря, а близ берега моря у Николаевки поверхность галечниковых накоплений спускается на высоту всего в 8—10 *м* (рис. 2). Такое значительное снижение на протяжении около 35 *км* является, вероятно, вторичным, связанным с поднятием Крымских гор после отложения описываемых галечников. Первоначальный их наклон, вероятно, был значительно меньше.

Эти отложения, столь типично представленные по Булганаку, лучше всего именовать булганакскими. Южнее Булганака отложения пятого уровня, представленные аллювием 6—7 *м* мощности, образуют террасу по обоим склонам долины р. Альмы.

К востоку от Симферополя отложения этого уровня хорошо выражены на водораздельных плато предгорной гряды, между долинами Бештерека, Зуи и Карасу, где они также полого наклонены к северу. Далее они образуют обширную поверхность в долине Индола южнее пос. Курского.

Восточнее описываемые отложения непосредственно прилегают к подножию горы Агармыш, образуя широкий предгорный шлейф, в котором морфологически выражены отдельные конусы выноса, своими вершинами подходящие к долинам, прорезающим горный массив. Карьеры, вскрывающие эти конусы у западного и северного подножий, обнажают галечники из плохо окатанных известняковых галек, залегающих в массе бурого и желтого суглинистого материала.

Между Старым Крымом и Феодосией останцы описываемых галечников слагают возвышенность Эгет, а на Керченском полуострове соответствующие им суглинки покрывают наиболее возвышенные плато.

Останцы булганакского террасового уровня, покрытые не галечниками, а желтоватыми суглинками со щебнем, сохранились и на южном склоне Главной гряды, где имеют наклон к югу. Они образуют обширные плато на побережье залива Чалка и останцы «большие столы» близ Судака, впервые описанные Н. И. Андрусовым (1912). К западу, между Судаком и Алуштой, отложения булганакского уровня выражены плохо. Они сохранились здесь на поверхности узких, но довольно высоких и выдержанных водораздельных гребней, спускающихся от гор к морю. Западнее Алушты аналогами их являются древние глыбовые навалы, развитые местами у подножия крутых склонов и являющиеся более молодыми, чем массандровские.

Значительная высота бровок описываемой террасы на берегу моря у Судака (160—100 *м*) и залива Чалки свидетельствует о том, что в эпоху формирования покрывающих их отложений береговая линия отстояла далеко к югу от современной. Иначе говоря, в это время Южный берег Крыма распространялся к югу значительно дальше современного.

Отложения, связанные с четвертым, манджильским, уровнем

После формирования отложений пятого уровня в Крыму был крупный перерыв в накоплении осадков, о котором свидетельствуют крутые размытые уступы террас пятого уровня и прислонение к ним поверхностей четвертого манджильского уровня. Во время этого перерыва происходила интенсивная эрозия и выработка нового рельефа. Образовались широкие плоские поперечные долины рек и их притоков. На дне долин накапливались речные отложения, галечники, а широкие выположенные склоны покрывались делювиальными и пролювиальными выносами — суглинками с обломками щебня. Речные отложения четвертого уровня присутствуют по всем долинам северного склона, приурочиваясь чаще всего к небольшим останцам, поднятым в горной части на высоту 40—50 *м* над руслом и представленным окатанными галечниками. При выходе рек на равнину поверхности этого уровня сильно снижаются. Так, в долине р. Качи в районе Предгорной гряды у слияния рек Альмы и Бодрака, близ с. Почтового, превосходно выраженные аллювиальные отложения четвертой террасы подняты на высоту 20—25 *м*. А километрах в десяти ниже Почтового по р. Альме останцы этой террасы, сложенные галечниками и суглинками мощностью в 4 *м*, залегают на высоте 10—11 *м* над рекой. Приблизительно такое же снижение террас наблюдается и по другим долинам рек.

Значительно шире распространены делювиально-пролювиальные отложения, относящиеся к этому же уровню и покрывающие плоские обширные поверхности, непосредственно сливающиеся с речными террасами. Ширина этих наклонных к реке поверхностей особенно значительна в горных районах, где они на некоторых участках достигают

2—3 *км* и более, например в расширениях долин рек Черной, Качи (у Стили), Бельбека (ниже Орлиной), Альмы (у Почтового), Салгира (выше Симферополя), Зуи (у с. Зуи), Карасу (выше Белогорска), Индола (у Курского) и др. В этих расширениях мы имеем или слияние древних долин с системами их притоков, или разработанные верховья.

Отложения, одевающие рассматриваемые поверхности, представлены желтоватыми суглинками с прослоями щебнистных накоплений (особенно в нижней части) и включением неокатанных обломков щебня, имеющих местное происхождение. Мощность отложений невелика,

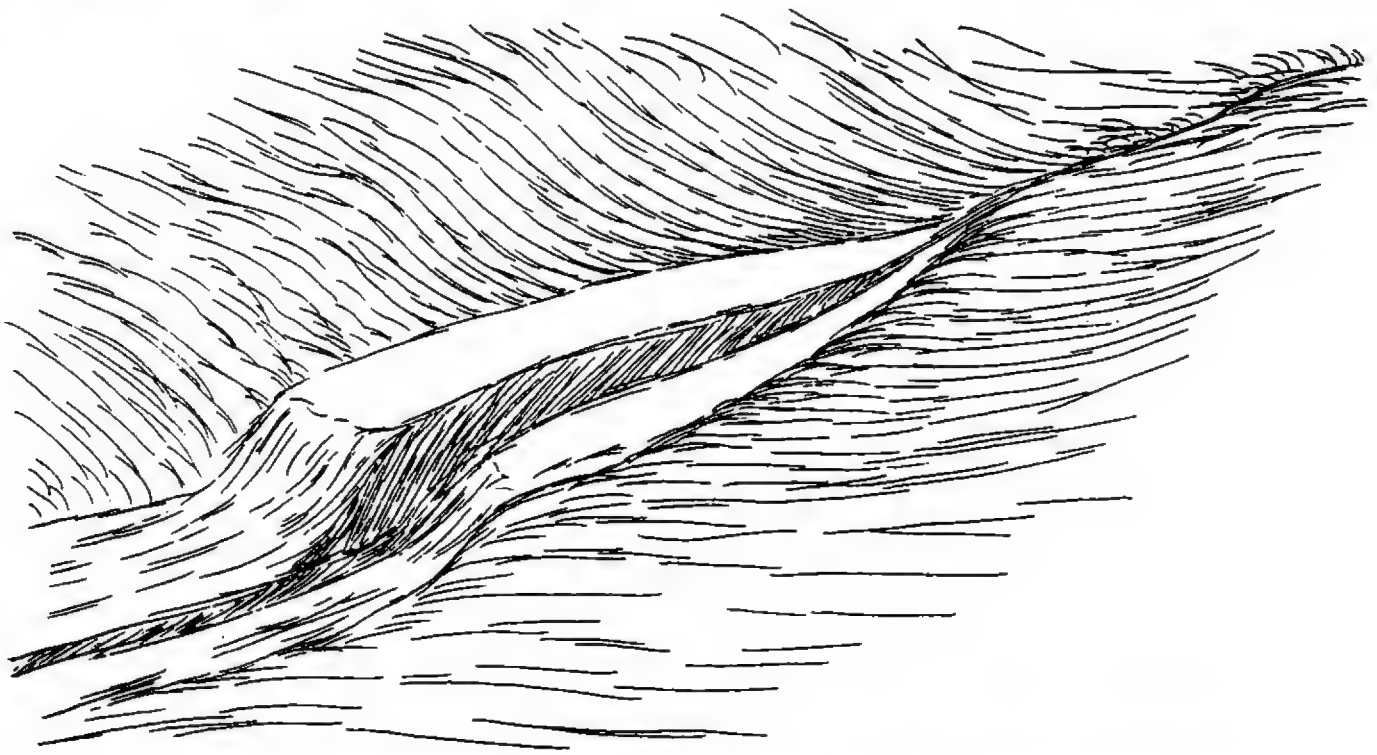


Рис. 4. Схема заполнения верховий оврага судакскими суглинками

обычно не превышает 5—6 *м*. Таким образом, эти очень обширные поверхности прикрыты тонким чехлом отложений, что является чрезвычайно характерным для строения манджильских террас (четвертого уровня). Невелика обычно и мощность аллювиальных отложений (рис. 1 и 3).

Невольно возникает представление, что выработка широких плоских долин, представляющих ложе для описываемых пород, занимала очень большой отрезок времени, а накопление покрывающих их отложений протекало кратковременно.

Сходно строение манджильских террас и на южном склоне Крымских гор. В районе Судака (см. рис. 1) речная терраса, останцы которой сохранились в самом городе, снижена до высоты 20 *м* и представлена довольно мощным (12 *м*) галечником. Прилегающие к ней обширные делювиально-пролювиальные поверхности, впервые как раз здесь и описанные Н. И. Андрусовым под названием манджильской террасы [1], поднимаются до высоты 140 *м* и прикрыты, как и всюду, небольшим слоем суглинков со щебенкой (и галькой, вымытой из юрских конгломератов). Хорошо развиты делювиально-пролювиальные отложения этой террасы на Карадаге и близ Планерского. Западнее они прослеживаются почти по всем долинам Южного берега до Алушты. В Алуштинском амфитеатре присутствует речная терраса, сильно снижающаяся к морю. Останец речной террасы, сложенный галечниками, имеется на р. Учан-су, километрах в трех выше Ялты, где высота его достигает

[1] По названию горы Манджил близ Судака.

60 *м* над рекой. Здесь же хорошо выражены мощные глыбовые навалы у подножия обрывов Айпетринской яйлы, которые по своему положению привязываются к склонам, покрытым делювием манджильского уровня.

По периферии описанных террасовых уровней по всем долинам горной части Крыма легко выделить окаймляющие их склоны возвышенностей, отделенные от них перегибом в рельефе. Эти склоны тоже прикрыты небольшим слоем суглинистого делювия и элювия, которые, сливаясь с суглинками поверхности террасы, имеют с ними одинаковый возраст. Таким образом, удается установить элементы рельефа и одевающие его склоновые отложения, соответствующие по возрасту четвертому уровню. Роль их в рельефе горного Крыма и Керченского полуострова очень значительна (рис. 3).

Отложения, связанные с третьим, судакским, террасовым уровнем

Отложения, покрывающие террасы третьего, судакского, уровня часто бывают прислонены к эрозионным уступам четвертой (манджильской) террасы (см. рис. 1, 2, 3), что указывает на значительный перерыв между формированием манджильских и судакских отложений. Во время этого перерыва происходили процессы развития рельефа и углубления речной сети, в результате которых были созданы все основные элементы речных долин горной части Крыма, их притоки и главнейшие овраги.

Кроме меньшей высоты террасовых поверхностей над реками, отложения судакского уровня отличаются более значительной мощностью. Среди них выделяются аллювиальные, делювиальные, склоновые фации и фации конусов выноса.

Аллювиальные отложения, слагающие поверхность третьей террасы, широко развиты по всем речным долинам северного склона и некоторым долинам южного побережья (Алуштинская долина, Дерекойка у Ялты, Козская речка, Отузка и др.). Террасы эти имеют высоту от 12—15 *м* и до 20 *м* над рекой и образуют довольно значительные по площади участки и останцы. Мощность слагающего их аллювия достигает 10—12 *м*. Из-под аллювия в основании террасы выступает коренной цоколь. Аллювий состоит из песков, галечников и суглинков. Последние играют существенную роль. Нередко, в особенности в низовьях рек, террасовые отложения состоят целиком из бурых суглинков с прослоями галечника.

Поверхность третьих террас почти не снижается к низовьям рек северного склона, чем они сильно отличаются от более высоких уровней. Так, третья терраса на р. Альме у слияния с р. Бодраком имеет высоту 15 *м*. У устья реки, где останец террасы имеется на левом склоне на берегу моря, высота ее поверхности 10—12 *м*, причем терраса обладает цоколем высотой около 1 *м* (см. рис. 2). На южном склоне у Алушты наблюдается более сильное снижение третьей террасы — от 20 *м* в верховьях до 6—7 *м* у устья.

Широко распространены в горной части Крыма делювиальные суглинки, связанные с описываемым судакским уровнем и достигающие местами значительной мощности. Это очень типичные желтовато-бурые и бурые лёссовидные суглинки, иногда с включением щебенки, обладающие нередко характерным коричневым или иногда розоватым оттенком. При размыве они образуют на склонах своеобразные формы в виде мелких конусов, разделенных частыми промоинами, что свойственно только им. Суглинки эти обычно заполняют овраги, достигая иногда мощности в 15—20 *м*. Чаще же они встречаются только в вер-

ховьях оврагов и долин, сглаживая рельеф этих верховьев и перекрывая как мелкие ложбины, так и разделяющие их местные гребни. К низовьям оврагов и долин суглинки, как правило, выклиниваются (рис. 4). В местах своего развития они всегда заполняют элементы более древней эрозионной сети и сами прорезаны более молодыми оврагами. Очень характерно для описываемых отложений распространение их на поверхности многих пологих горных склонов, седловин и особенно горных перевалов. В пределах последних они достигают значительных мощностей в 15—20, а иногда и в 30 *м* и залегают в виде

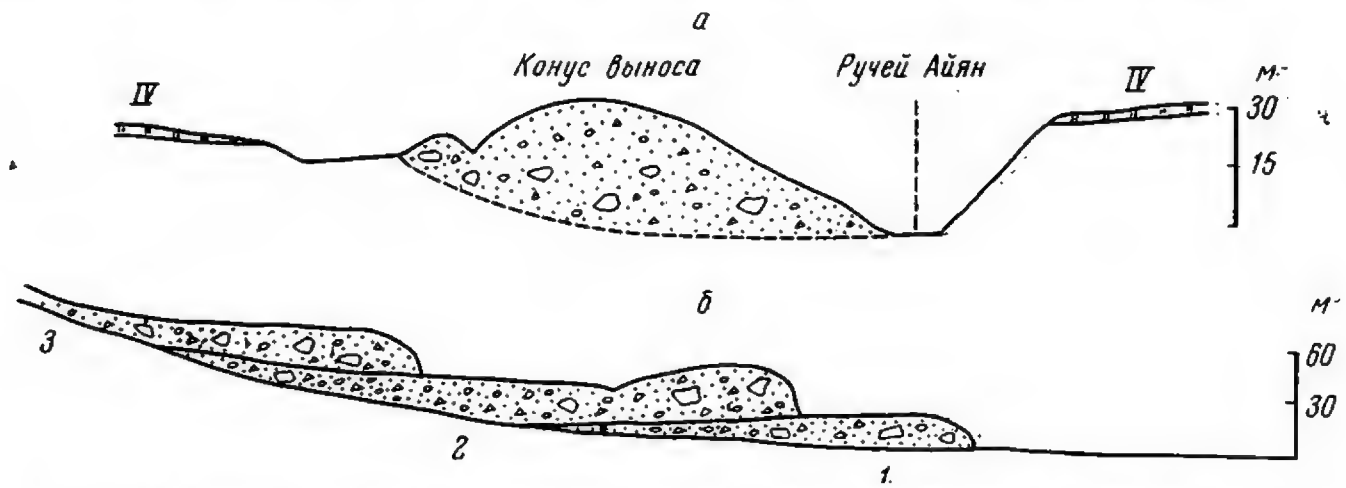


Рис. 5. Схема строения щебнистого конуса выноса в долине у с. Запрудного (между Гурзуфом и Алуштой)

а — в поперечном разрезе, *IV* — поверхность, покрытая делювием, соответствующим четвертому уровню; *б* — в продольном разрезе: *1—3* — стадии накопления конуса

широкого шлейфа, что видно, например, на перевале Синор (между Щебетовкой и Судаком), на многих перевалах Главной гряды, к западу от Старого Крыма и др. Седловины перевалов обычно одеты сплошным чехлом суглинков. Присутствуют они и в пределах нагорий Яйлы, покрывая многие склоны и плато. Даже северный склон наибольшей вершины Крыма — горы Роман-Кош — одет небольшим покровом описываемых суглинков, разрезанных системой более молодых овражков.

В тех местах, где судакские суглинки достигают мощности более 10—15 *м*, в их обнажениях часто можно видеть ряд горизонтов погребенных почв, образующих наклонные вдоль склона прослои более темного цвета (перевал у горы Быщих-Тау близ Бахчисарая, перевал Синор, карьер кирпичного завода у Керчи и др.).

На горных склонах, прилегающих к описанным делювиальным накоплениям, развит более тонкий покров делювия, одновозрастного с мощными накоплениями, образующими склоновые формы.

Совершенно другой тип отложений, имеющих тот же возраст, развит у подножия многих горных массивов, сложенных верхнеюрскими известняками. Здесь в низовьях глубоких промоин, при выходе их из горного массива к подножию, в ложбинах стока накопились своеобразные конусы выноса, состоящие из мелкой известняковой щебенки, очень слабо или совершенно не окатанной, но несколько сортированной по размеру. Из-за этой сортировки конусы обладают элементами слоистости. Кроме щебенки, в их строении участвуют отдельные крупные глыбы известняков, указывающие, что в переносе материала участвовали мощные потоки, может быть, типа селей. Конусы такого рода состоят из ряда уступов и плоских участков. В низовьях долин они обычно достигают в длину 3—4 *км* (рис. 5). Широко развиты подобные конусы у подножия Главной гряды в районе Симеиза, Кореиза, близ Ялты, За-

прудного и многих других местах. Небольшие конусы такого же рода есть и под более мелкими известняковыми массивами, например под горой Сокол у Судака, а также иногда под обрывами Предгорной гряды, сложенной меловыми и эоценовыми известняками, в районе Бахчисарая, Скалистого, Инкермана и других местах.

В пределах равнинной части Крыма судакские суглинки слагают поверхность террас по речным долинам, прорезающим предгорные гряды. Ниже по течению, после погружения более высоких наклонных террас, описываемые суглинки выходят на предгорную равнину, одевая ее сплошным чехлом и слагая очень обширные невысокие плоские водораздельные плато между долинами равнинных рек; поверхность их поднята над дном этих долин на 10—12 *м*. Эти плато, одетые судакскими

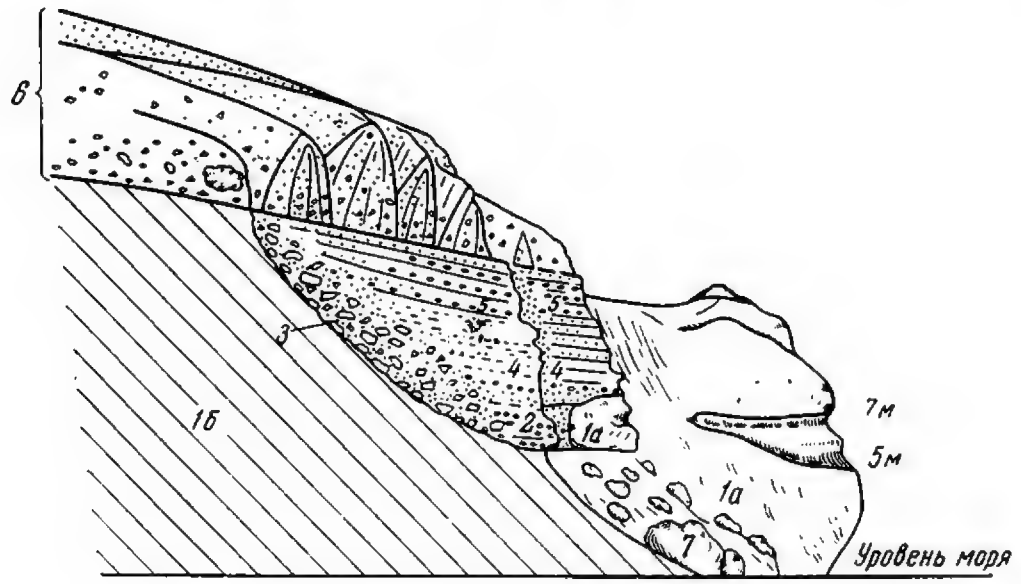


Рис. 6. Строение карангатских отложений у Нового Света

1а — выступающая скала известняка с волноприбойными желобами карангатского моря на высоте 5,5 и 7 *м*; *1б* — коренной цоколь, верхнеюрские аргиллиты с прослоями известняков; *2* — карангатские отложения — конгломерат с крупной галькой и песчаник (1—1,5 *м*); *3* — известняковые неокатанные глыбы и щебень в суглинистом материале; *4* — пески с битыми раковинами, рыхлые песчаники и ракушечник (4,5—6 *м*); *5* — слоистые пески, переслаивающиеся с мелкими галечниками и гравием (2—3 *м*); *6* — судакские светлые суглинки, в нижней части переполненные известняковым щебнем и с включением отдельных глыб известняка (6—8 *м*); *7* — осыпь

лёссовидными суглинками, заканчиваются крутым уступом или обрывчиком, который совпадает с берегом Сиваша или иногда несколько отступает от него. В обнажениях на обрывах или в искусственных траншеях в суглинках хорошо видны горизонты погребенных почв.

В районе Судака, у совхоза Новый Свет, на берегу моря суглинки судакского уровня непосредственно перекрывают морские карангатские отложения. Этот факт, описанный еще Н. И. Андрусовым (1912), указывает на близость времени их формирования и очень важен для установления стратиграфии четвертичных отложений Крыма. Здесь на цоколе из келовейских аргиллитов, на высоте 4—6 *м* над уровнем моря (рис. 6) находится основание карангатских морских отложений. Последние представлены слоистыми песками, песками с битой ракушей и галькой, а в отдельных прослоях гравийными конгломератами, включающими крупные окатанные валуны и гальки. Эти слои прослеживаются здесь примерно на две сотни метров вдоль берега под горой Сокол и представляют один из наиболее известных на Черноморском побережье разрезов карангатских отложений, неоднократно описанных в литературе (Андрусов, 1912; Муратов, 1957; Гвоздовер и Невесский, 1961; Федоров, 1963).

Мощность песков и песчаников карангата достигает здесь 8—10 *м*, кровля их располагается на 12—14 *м* над морем. В сторону берега эти слои круто прислонены к абразионной поверхности, вымытой в юрских породах, как показано на рис. 7. Следует, правда, заметить, что непосредственно к этой поверхности прилегают не морские пески, а склоновые накопления, представленные щебнем и угловатыми глыбами юрских пород, заключенными в суглинистой массе. Переход от морских слоев в эти щебни происходит довольно резко, а сама толщина слоя этих береговых накоплений невелика — 1—2 *м*. Таким образом, карангатские морские отложения вместе с этими одновозрастными с ними прибрежными навалами прослеживаются в глубь склона всего на 20—25 *м*.

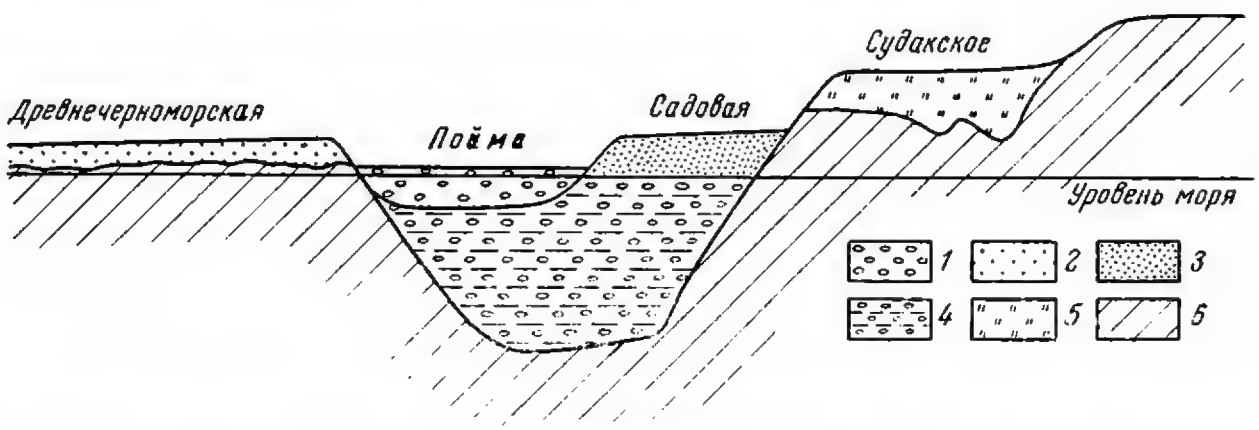


Рис. 7. Схема соотношения речных и морских отложений низких террасовых уровней на Южном берегу Крыма

1 — отложения современной поймы; *2* — морские отложения древнечерноморской террасы; *3* — отложения садовой террасы; *4* — аллювиальные отложения, заполняющие переуглубленную часть долины (вюрм); *5* — судакские суглинки *6* — коренные породы

Близ края полосы их распространения, недалеко от с. Новый Свет, расположена скала юрского известняка, на поверхности которой сохранились отлично выраженные волноприбойные желоба — след прибоя карангатского моря. Нижний из них, описанный еще Н. И. Андрусовым (1912), изображен (см. рис. 7) на скале, спроектированной рядом с разрезом морских отложений. Этот желоб расположен на уровне самых нижних слоев карангата, свидетельствуя, что уровень карангатского моря долгое время находился без изменений на высоте этого желоба и только после этого повысился и затем достиг своего максимума, соответствующего наибольшей высоте морских отложений карангата, которые мы нашли также в районе Нового Света, на скале Хоба-Кая на высоте 18 *м* над уровнем моря [1]. Однако других столь же отчетливо выраженных желобов на скале нет, и, следовательно, скольжение уровня моря по скале вверх и затем, вероятно, вниз происходило без существенных задержек.

Судакские суглинки, которые ложатся на поверхности карангатских отложений, содержат значительную примесь щебенки известняков и включают даже отдельные глыбы верхнеюрских известняков. Мощность их достигает 8—10 *м*, и они образуют над карангатскими отложениями вертикальный обрыв, свидетельствующий, что, налегая на морские слои, они раньше продолжались в сторону моря на значительное расстояние. Картина залегания этих суглинков в районе Нового Света очень типична и вполне сходна с другими районами горного Крыма.

[1] Здесь нет нижних горизонтов карангата и останец верхних карангатских отложений (известковистых песков) трансгрессивно залегает прямо на юрском известняке.

Описанный разрез расположен на краю обширной котловины, в середине которой находится совхоз Новый Свет; судакские суглинки одевают толстым чехлом пологие поверхности плоских, спускающихся от подножья гор к морю местных водоразделов, разделенных сетью неглубоких овражков. Последние прорезают суглинки, имеющие мощность 4—8 *м*, и врезаются ниже, в коренные породы юры.

В более крупном овраге, спускающемся с гор к морю в восточной части котловины, суглинки сохранились в виде останца, прислоненного к склону, причем несмотря на более высокое положение этого останца в рельефе, мощность суглинков в нем значительно больше и достигает 10—15 *м*. Очевидно, суглинки целиком заполняли ранее этот овраг, затем были вымыты из него и только на небольшом участке сохранились. Нет сомнений, что поверхности суглинков, заполняющих большой овраг, и суглинков, покрывающих местные водоразделы в котловине (где они залегают на карангатских слоях), представляют части некогда единой наклонной поверхности накоплений, расчлененных затем молодой эрозией.

Судакские суглинки ложатся на неровную поверхность, сформированную более древней эрозией, покрывают ее, сглаживают и имеют из-за этого крайне неодинаковую мощность.

Аналогичные суглинки, залегающие поверх карангатских слоев, известны в Копсельском заливе, на мысе Карангат и в других местах. Имея сходные условия залегания при близком составе, они отличаются от суглинков у подножья горы Сокол только меньшим содержанием щебня. Их стратиграфическое положение и возраст (непосредственно моложе карангата) не вызывает сомнений.

Поскольку в обнажениях хорошо видно, что судакские суглинки лежат прямо на морских песках карангатской террасы (Копсель, Новый Свет) и притом те и другие обрезаны береговым обрывом, можно заключить, что они до размыва покрывали карангатские отложения и далее к югу, где сейчас простирается море, и они уничтожены абразией. Следовательно, они отложились на поверхности дна, сейчас же вслед за отступанием карангатского моря, когда уровень последнего упал, а сам бассейн регрессировал и сократил свои размеры.

Таким образом, соотношения с карангатской морской террасой позволяют сделать вывод, что карангатские слои и судакские суглинки образуют два последовательных горизонта, очень близких по времени образования.

Следует еще отметить важный для оценки их возраста факт. В суглинках и одновременных с ними образованиях во многих местах Крыма найдены остатки орудий древнего человека — культуры среднего и позднего мустье.

Так, в отложениях оврага Канлы, близ Бахчисарая, соответствующих судакским суглинкам, найдена стоянка древнего человека, относящаяся к культуре позднего мустье. В судакских суглинках р. Альмы А. А. Формозов обнаружил мустьерские орудия стоянки Кабази. К этим же отложениям мустьерские орудия приурочены в Холодной балке (Формозов, 1958). Вместе с тем из верхней части карангатских морских песков близ Нового Света М. Д. Гвоздовер и Е. Н. Невесским (1961) описан найденный ими на месте мустьерский остроконечник. Его особенности позволяют указанным авторам относить его к раннему палеолиту (концу ашеля — началу мустье). Эта единственная находка палеолитического орудия на Южном берегу Крыма связана, таким образом, с культурой несколько более древней, чем распространенные в предгорьях остатки среднего и позднего мустье.

Особенности условий залегания, строения и состава судакских отложений позволяют прийти к выводу, что они образовались в результате сноса материала и его накопления дождевыми водами. По-видимому, время их отложения соответствует времени выпадения сильных дождевых осадков и обильного накопления снегов на поверхности Крымских гор, которые давали в изобилии талые воды. Только влажным плювиальным климатом можно объяснить такое обилие суглинков, сносимых по всем горным склонам и накапливавшихся в любых относительных понижениях, даже на седловинах перевалов. Эти условия могут объяснить и одновременное формирование у подножья известняковых массивов конусов выноса из известняковой щебенки, в образовании которых участвовали ливневые потоки. Несомненно, и на предгорную равнину материал выносился в виде «глинистой грязи» водными потоками, постепенно формируя толщу лёссовидных суглинков. При периодическом подсыхании их поверхности, вероятно, какую-то роль играли и процессы эолового переноса материала. С временными более сухими периодами, когда происходил более ограниченный вынос делювия и пролювия, связано формирование почвенных горизонтов, образовавшихся как в пределах равнинного, так и горного Крыма. Ярко выраженные следы предкарангатского размыва свидетельствуют, что во время, предшествовавшее карангатской морской трансгрессии, происходили интенсивные процессы размыва и формирования речной сети. По-видимому, после этого во время карагатской трансгрессии шли процессы глубокого выветривания горных склонов. Они подготовили материал для последующего размыва и сноса его водными потоками в судакское время с образованием столь больших масс делювиальных накоплений и конусов выноса.

Отложения, связанные со вторым и первым («садовым») террасовыми уровнями

После эпохи формирования судакских отложений в пределах Крыма начался интенсивный врез речной сети. Он был связан с резким падением уровня Черного моря в новоэвксинскую эпоху, вызвавшим понижение базиса эрозии речной сети.

В начальном этапе развития этого процесса была, видимо, значительная остановка, которая привела к образованию второй надпойменной террасы в речных долинах. Терраса эта плохо выражена и обычно образует небольшие останцы высотой 5—7 *м*, покрытые серыми и бурыми аллювиальными суглинками и галечниками, с цоколем из коренных пород. Иногда цоколем их являются судакские суглинки, подвергавшиеся размыву перед ее формированием. Терраса эта не играет существенной роли в строении речных долин, хотя отдельные останцы ее указываются В. И. Бабаком по многим долинам и иногда образуют довольно большие площади. Соответствующие ей делювиальные и пролювиальные накопления не выявлены.

Значительно лучше распространена присутствующая во всех речных долинах и их крупных притоках первая («садовая») терраса, приподнятая на высоту 2—4 *м* над поймой. Поверхность этой террасы, особенно в больших долинах, широкая, плоская и сложена темными серыми гумусированными суглинками. На многих главных долинах Крыма она покрыта фруктовыми садами. Из отложений этой террасы фруктовые деревья питаются подземными водами.

Бурение в низовьях речных долин показывает, что коренное ложе всех долин Крыма у впадения их в море сильно переуглублено (на 20—

30 *м* ниже уровня моря). Переуглубления заполнены аллювиальными отложениями — галечниками, песками, суглинками (см. рис. 7).

Переуглубление долин обусловлено понижением уровня моря в первой половине новоэвксинского времени. Во вторую половину этого времени уровень моря стал подниматься и достиг максимальной высоты в древнечерноморское время.

Речные отложения в переуглубленных ложах долин накапливались постепенно, заполняя их при повышении уровня моря в конце новоэвксинского и в течение древнечерноморского времени. Уровень древнечерноморского бассейна превышал в эпоху максимума его трансгрессии на 2—3 *м* современный уровень Черного моря. С этим наиболее высоким уровнем и связано образование поверхности садовой террасы.

В тех долинах Крыма, в которых переуглубленное ложе не успело заполниться аллювиальными осадками, повышение уровня моря во время древнечерноморской трансгрессии привело к образованию заливов или лиманов. Многие из них были затем отделены от моря пересыпями и превратились в соляные озера. Дно их заполнено лиманными и озерными осадками, соответствующими по времени образования аллювию садовых террас и современным речным отложениям. Другие, как, например, устье р. Черной и ряд впадающих в нее балок, образующих Севастопольскую бухту и ряд соседних с ней, сохранили черты морских заливов и заполняются осадками лиманного типа.

СОПОСТАВЛЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КРЫМА С МОРСКИМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ ЧЕРНОМОРСКОГО БАССЕЙНА

Приведенные выше данные по стратиграфии континентальных отложений Крыма позволяют взять их за основу для сопоставления с морскими террасами и построения общей схемы расчленения четвертичных отложений Крыма.

Наиболее четко установлена связь древнечерноморской террасы с садовой террасой. В устьях многих рек они сливаются и представляют, несомненно, образования одновозрастные.

Верхние горизонты древнечерноморских отложений по берегам Черного моря образуют хорошо выраженную террасу высотой 2—3 *м* над морем (рис. 8), известную во многих местах Крыма и даже на Азовском побережье, на Арабатской стрелке. Терраса эта сложена рыхлыми песками и ракушечниками. Абразионный уступ, соответствующий ей по высоте, очень широко распространен по берегам Крыма и имеет вид ступени высотой 1,5—2 *м* на многих скалистых берегах и мысах.

Эта терраса соответствует наивысшему уровню древнечерноморского бассейна и, согласно археологическим данным, образовалась ранее 3000 лет назад (4000 лет по П. В. Федорову, 1963). После этой трансгрессии, как было установлено, имела место регрессия с падением уровня моря до отметки минус 2 *м*. Она названа П. В. Федоровым (1963) фанагорийской регрессией. П. В. Федоров установил ее существование на Таманском берегу, а Бляху (Bleahu, 1962) — при исследовании развалин города Истрии на румынском побережье Черного моря. Согласно данным М. Бляху, фанагорийская регрессия закончилась между VI и IV в. до н. э., так как позднее могильники близ Истрии были перекрыты морем. После этого и до I в. до н. э. произошла последняя истрийская трансгрессия, во время которой уровень Черного моря достиг современного положения.

Отчетливо устанавливается, как сказано выше, и соотношение карангатских морских отложений с судакскими суглинками.

В карангатском горизонте Л. А. Невесская (1963, 1965) выделяет три различающиеся по фауне пачки слоев, которые отвечают определенным стадиям развития карангатского бассейна.

Нижние, тобечикские слои, выделенные на берегу Тобечикского озера, содержат обедненную морскую фауну, включающую Cardium edule и другие эвригалинные формы. В них еще нет средиземноморских элементов. Г. И. Горецкий (1955) выделял их ранее как лиманно-морские отложения древнего Тобечикского лимана.

Среднекарангатские отложения содержат наиболее типичный для карангата комплекс богатой фауны, в которой наряду с формами, ныне

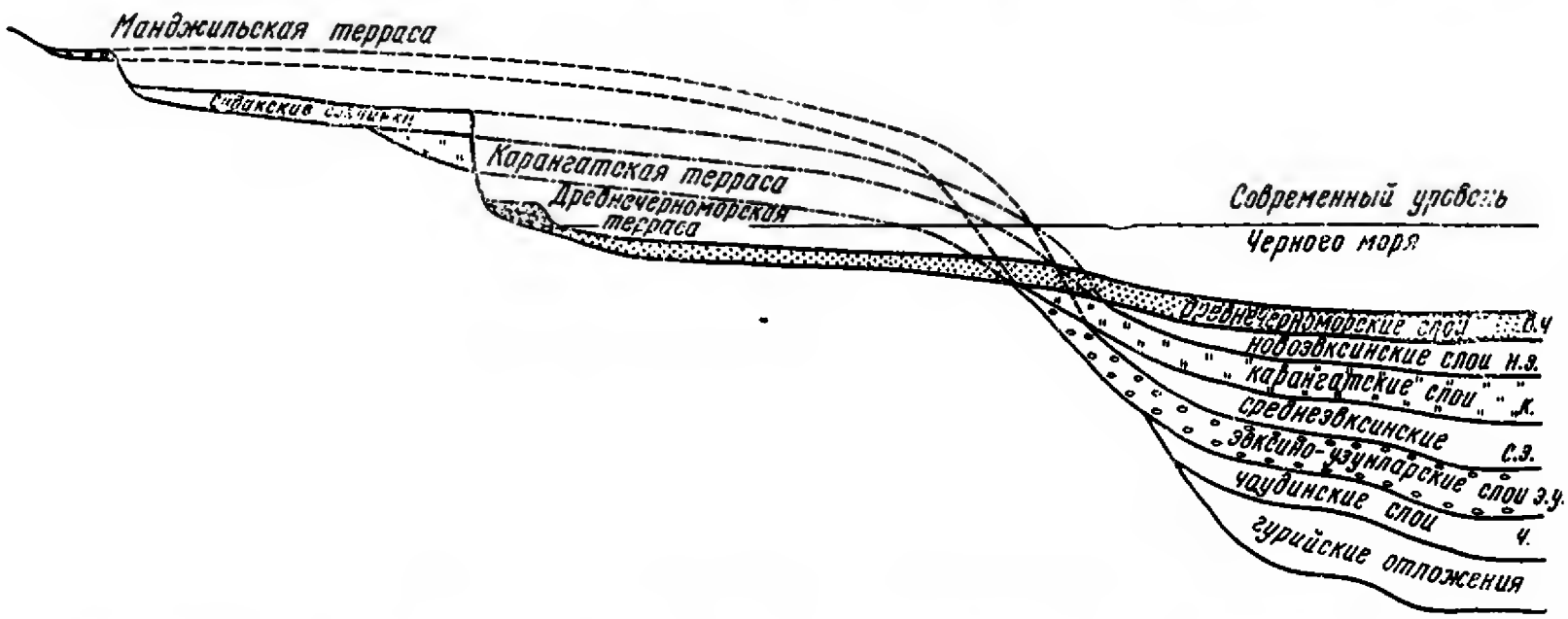


Рис. 8. Схема предполагаемых соотношений морских четвертичных отложений Черного моря и континентальных отложений Крыма

живущими в Черном море, встречаются средиземноморские виды, теперь здесь отсутствующие. К их числу относятся Cardium tuberculatum, Paphia senesceus, Ensis ensis, а также морской еж Echinocyamus pusillus.

Сравнивая состав карангатской фауны и фауны современных средиземноморских лиманов, Л. А. Невесская (1963) приходит к выводу, что соленость среднекарангатского бассейна была не ниже 30‰.

Верхние слои карангатских отложений, хорошо выраженные на известном Эльтигенском обрыве близ с. Героевка на берегу Керченского пролива (Горецкий, 1955; Невесская, 1963), снова содержат обедненную фауну. Из средиземноморских видов в них остается Paphia senesceus и преобладают обычные для современного Черного моря Ostrea, Mytilus, Cardium edule и др. Соленость бассейна в эпоху их отложений была несомненно близка к типичной для нынешнего Черного моря (18‰).

Эти слои в Крыму повсюду являются самыми верхними и перекрыты только судакскими суглинками.

Однако в Каркинитском заливе донной колонкой были вскрыты описанные Л. А. Невесской и Е. Н. Невесским (1961) отложения, залегающие на 35 *м* ниже современного уровня моря, названные ими тарханкутскими слоями. Они содержат многочисленные Cardium edule, Abra ovata, а также Dreissena polymorpha и реже встречаются Mytilaster lineatus и гастроподы. Эти слои, отложенные до новоэвксинских, так как подстилают их, соответствуют, по-видимому, регрессивной стадии ка-

рангатского бассейна и могут быть сопоставлены по времени образования по крайней мере с нижней частью судакских суглинков. Соленость бассейна во время их отложения была в пределах 3—5 и не более 8‰ (Невесская, 1963). Они соответствуют самому концу времени существования карангатского морского бассейна.

Описанные слои на дне Каркинитского залива перекрыты (Невесская и Невесский, 1961) каркинитскими слоями, в которых господствует Dreissena polymorpha и изредка встречается Cardium edule. Эти слои относятся уже к основанию следующего новоэвксинского горизонта. Возможно, что верхние горизонты судакских суглинков могут соответствовать по возрасту и каркинитским слоям.

Соотношение более древних отложений, чем карангатские, с морскими террасами гораздо труднее установить, и они имеют более предположительный характер.

Поверхности более высоких террасовых уровней, чем карангатская терраса, покрыты отложениями, получившими название эвксино-узунларского горизонта (Невесская, 1963; Федоров, 1963), который включает древнеэвксинские и узунларские слои.

Смена озерных древнеэвксинских отложений морскими узунларскими свидетельствует о постепенном изменении режима Черноморского бассейна и наступившем соединении со Средиземным морем. Отложения эвксино-узунларского горизонта связаны по своему происхождению с единой длительной эпохой, в течение которой уровень Черноморского бассейна сначала сильно упал и был низким, а затем поднялся на значительную высоту, о которой свидетельствует трансгрессивный характер залегания эвксино-узунларского горизонта на высоте до 40—60 *м* над уровнем моря по берегам Кавказа[1] (Федоров, 1963). Эвксино-узунларскому горизонту побережья Тобечикского озера и берега Азовского моря соответствуют элементы рельефа, прикрытые делювием, соответствующим четвертому (манджильскому) уровню. Это дает возможность считать их одновозрастными. Наконец, чаудинским морским отложениям, по данным М. В. Муратова и Н. И. Николаева (1940), Г. И. Попова (1959), В. И. Бабака (1960) и др., соответствуют на Керченском полуострове формы рельефа, отвечающие пятому (булганакскому) террасовому уровню.

Как видно, отложения речных террасовых уровней соответствуют или близки по времени образования соответствующим периодам формирования морских террас (см. табл. 1).

Таким же образом могут быть увязаны и эпохи размыва, разделяющие время накопления отложений на поверхности террасовых уровней, с эпохами падения уровня моря. Эпохе размыва, который происходил между накоплением отложений пятого и четвертого уровней, соответствует регрессия моря между чаудинской и эвксино-узунларской трансгрессией. Эпохе размыва между накоплением отложений четвертого (манджильского) и третьего (судакского) уровней соответствует регрессия между эвксино-узунларской и карангатской трансгрессиями. Во время этого перерыва уровень моря сильно падал и соответствующие ему отложения пока по берегам в точности не установлены. Гипотетические среднеэвксинские отложения могут быть обнаружены только на дне Черного моря.

---

[1] Эта высота, конечно, не является точным отражением уровня эвксино-узунларского бассейна, а связана частично с новейшими поднятиями берегов Кавказа. Истинная наибольшая высота уровня эвксино-узунларского бассейна относительно современного уровня моря была, по-видимому, порядка 20—25 *м*.

Эпохе размыва, которая была между накоплением судакских отложений и отложений второй террасы и формированием аллювия первой (садовой) террасы, соответствует новоэвксинская регрессия Черного моря.

Отложения новоэвксинского горизонта описаны по данным колонок со дна Черного моря А. Д. Архангельским и Н. М. Страховым (1938) из многих мест (1938). Однако последовательная смена отложений карангатского горизонта новоэвксинскими слоями впервые была прослежена на дне Каркинитского залива. Для новоэвксинского горизонта характерна бедная фауна, состоящая из солоноватоводных видов Dreissena polymorpha, D. rostriformis, Monodacna caspia, Adacna vitrea, Hypanis plicatus и гастропод.

Новоэвксинские отложения повсюду залегают ниже уровня современного моря и террасовых накоплений по берегам не образуют. Уровень этого бассейна был на 30—50 *м* ниже современного. Этому понижению уровня соответствует по времени тот глубокий размыв речных долин Крыма, когда образовались переуглубленные части речных долин, лиманов и озер, а также речная сеть, врезанная в судакские суглинки.

Таким образом, стратиграфические соотношения морских и континентальных отложений позволяют дать схему их сопоставлений (см. рис. 8).

Взаимоотношения морских четвертичных отложений Черного моря и побережья Крыма иллюстрируются также схемой (табл. 1).

Таблица 1

Схема соотношений морских и континентальных отложений

Морские отложения дна Черного моря	Континентальные отложения Крыма и разделяющие их перерывы
Современные осадки дна и побережий (пляжи)	Отложения современного аллювия пойм
Древнечерноморские	Отложения садовой террасы Отложения, заполняющие переуглубленные долины
Новоэвксинский горизонт	Размыв Отложения II террасы Размыв
Тарханкутские слои	Суглинки судакской террасы
Карангатский горизонт	Аллювий судакской террасы
Предкарангатские (среднеэвксинские) отложения	Глубокий размыв
Узунларские слои	Суглинки манджильской террасы
Древнеэвксинские слои	Аллювий манджильской террасы
Переходные слои между чаудинским и древнеэвксинским горизонтами	Размыв
Чаудинский горизонт	Отложения булганакской террасы

Чередование эпох накопления морских и континентальных осадков в речных долинах по берегам Крыма за четвертичный период и эпох размыва и врезания речной сети объясняется, очевидно, резкими колебаниями уровня Черноморского бассейна.

Тектоническое поднятие горного Крыма играло при этом сравнительно небольшую роль и сказалось в основном на строении более древних

террасовых уровней. Поднятие обусловило пологий наклон террасовых уровней к морю на северном склоне Крымских гор, которые хорошо выражены для шестой, пятой булганакской и четвертой манджильской террасы. Для более молодых — судакской и садовой — террас наклон, за исключением естественного (вверх по долинам), практически отсутствует.

На южном берегу, как это видно в долинах у Алушты и близ Ялты, молодые террасы имеют некоторый наклон в направлении к морю со снижением террасовых уровней. Это связано здесь, очевидно, с процессами опускания побережья в прилегающей части дна Черного моря, которые проявляются до настоящего времени.

ВОЗРАСТ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КРЫМА И ЧЕРНОГО МОРЯ В СВЕТЕ ДАННЫХ АБСОЛЮТНОЙ ГЕОХРОНОЛОГИИ

Схема сопоставлений позволяет перейти и к оценке возраста отдельных горизонтов, для которой теперь можно использовать и данные абсолютной геохронологии, имеющиеся для отдельных горизонтов и слоев в областях, подвергшихся оледенению, и в частности для предгорий Альп (Woldstedt, 1962; Fink, 1962; Иванова, 1965). Сравнивая их возраст, можно наметить длительность отдельных этапов развития Черноморского бассейна и Крыма.

Относительно надежными для установления возраста следует считать данные, касающиеся верхних горизонтов четвертичных отложений, начиная с карангатских. Более древние слои сопоставляются и оцениваются по абсолютному возрасту лишь приблизительно и отчасти гипотетично.

По всем имеющимся данным, древнечерноморские отложения должны быть отнесены к голоцену, и, следовательно, садовая терраса является также голоценовой. Возраст голоцена оценивается сейчас в 10 тыс. лет; это то время, за которое Черноморский бассейн приобрел свойственную ему соленость и был заселен современной фауной. За это же время, согласно данным А. П. Виноградова, В. А. Гриненко, В. П. Устинова (1962), судя по изотопному составу серы, в глубоких частях бассейна произошло его сероводородное заражение, возраст которого оценивается в 7—8 тыс. лет. До этого Черноморский бассейн представлял собой опресненный водоем, в котором отлагались осадки новоэвксинского горизонта. По возрасту они должны быть отнесены к большей верхней и средней части вюрма (W_2 и W_3). Следовательно, соответствующие новоэвксинскому горизонту по времени процессы размыва в речных долинах, процессы образования второго террасового уровня и покрывающих его суглинков, процессы последующего глубокого размыва и переуглубления устьевой части долины также должны быть отнесены к большей части вюрма. Его концу соответствует начало заполнения переуглубленных долин аллювием. К началу вюрма (w_1), по-видимому, относится формирование судакских суглинков. Время их образования определяется прежде всего возрастом связанных с ними культур среднего и позднего мустье, которые многие исследователи относят сейчас к раннему вюрму (Иванова, 1965б). Кроме того, судакские суглинки непосредственно покрывают карангатские отложения. Их и соответствующую им морскую трасгрессию давно уже относят по времени к риссвюрмскому межледниковью. Эта оценка возраста подтверждается сопоставлением карангатских отложений с тирренскими по берегам Средиземного моря.

Граница рисс-вюрма и вюрма оценивается, по данным радиоуглеродного метода, в 70—75 тыс. лет, а нижняя граница рисс-вюрма и рисса более приблизительно оценивается в 100 тыс. лет. Таким образом, карангат занимает интервал в 70—100 тыс. лет.

Стратиграфическое положение судакских суглинков, следовательно, подтверждает отнесение их к раннему вюрму (w_1).

В пределах Крыма карангатскому горизонту соответствуют нижние слои аллювия третьих речных террас, которые, вероятно, несколько древнее судакских суглинков.

Предшествовавший карангату глубокий размыв речных долин по времени совпадает, очевидно, с регрессией Черного моря и его среднеэвксинской регрессивной стадией существования, которая в то же время отвечает эпохе максимального рисского и днепровского оледенения на севере Европы.

Эвксино-узунларский горизонт и соответствующие ему по возрасту аллювиальные отложения четвертой речной террасы должны быть сопоставлены по возрасту с большой среднечетвертичной межледниковой эпохой (миндель-рисской, по альпийской терминологии). Подобно тому как судакские суглинки связаны по времени формирования с регрессивной фазой карангатского бассейна, точно так же манджильские суглинки, покрывающие обширные поверхности четвертого уровня, надо считать связанными с регрессивной фазой эвксино-узунларского бассейна. Таким образом, возможно, что их надо отнести уже к началу рисса.

Перед развитием трансгрессивной фазы эвксино-узунларского бассейна, проявившейся в миндель-рисское время, была фаза его весьма сокращенного существования — регрессивная. Вряд ли можно предполагать в Черноморском бассейне в это время перерыв в отложении осадков. Регрессивная фаза развития по времени проявления соответствует процессам размыва и формирования эрозионного рельефа перед образованием отложений четвертой (манджильской) террасы. Эти процессы размыва и регрессивная фаза эвксино-узунларского бассейна соответствуют по времени раннечетвертичному оледенению — минделю. Надо полагать, что эвксино-узунларский бассейн и соответствующие ему по времени отложения формировались значительно дольше, чем карангатские отложения, даже если последние взять с предкарангатскими.

Если только правильны имеющиеся оценки геохронологии четвертичного периода, эвксино-узунларским слоям отвечает интервал времени от 200 до 500 тыс. лет, т. е. в 300 тыс. лет. В то же время карангатскому горизонту (вместе с предкарангатским) отвечает промежуток от 200 до 70 тыс. лет, т. е. в 130 тыс. лет. Надо при этом иметь в виду, что нам знакомы отложения только части этих промежутков времени. Это особенно касается эвксино-узунларского горизонта, слои которого, сохранившиеся на морских террасах по берегам Черного моря, составляют, очевидно, лишь ничтожную верхнюю трансгрессивную часть колонки этих отложений, погребенных на дне моря.

Для оценки возраста чаудинского горизонта данных еще очень мало. Скорее всего ему отвечает по возрасту интервал в 500—600 тыс. лет, и этот горизонт лежит в основании четвертичной системы в старых ее границах. В новых же границах к четвертичному периоду должен быть отнесен весь гурийский ярус — аналог апшеронского и акчагыльского ярусов Каспийского бассейна.

Приведенные сопоставления и возрастные оценки отдельных горизонтов и слоев сведены в табл. 2.

Как видно из разбора стратиграфии морских отложений Черного моря, которая является основой для построения стратиграфии континен-

Таблица 2

Геохронологическая таблица сопоставления истории формирования морских отложений Черного моря и континентальных отложений Крыма

Геохронология, тыс. лет	Подразделения четвертичного периода: эпохи	Подразделения четвертичного периода: ледниковые подразделения	Черное море	Крым	Естественные этапы
0	Q_4	Голоцен	Древнечерноморские слои	Садовые террасы	
10					
23	Позднечетвертичная	W_3	Новоэвксинский горизонт	Заполнение ложбин	
47		Вюрм, W_2 W_1		Размыв Отложения II террасы. Размыв	IV
70			Тарханкутские слои	Судакские суглинки	
100		Рисс-вюрм, RW	Карангатский горизонт	Аллювий III террассы	
	Среднечетвертичная	Рисс, R	Предкарангатские, или среднеэвксинские, слои	Глубокий размыв	III
200				Манджильские суглинки	
			Узунларские слои	Аллювий IV террасы	
		Q_2 Миндель-Рисс MR	Древнеэвксинские слои		
300					
350			Древнеэвксинские слои	Глубокий размыв	II
400					
	Раннечетвертичная	Миндель, M	Переходные слои между эвксино-узунларским и чаудинским горизонтами		
500		Q_1			
		Гюнц-Миндель, дМ	Чаудинский горизонт	Делювий «больших столов» Аллювий у булганакской террасы	I
600					

Эвксино-узунларский горизонт

тальных отложений его берегов, в течение всего четвертичного периода в пределах моря происходило непрерывное накопление осадков. В колонке этих осадков можно, вероятно, установить четыре комплекса, соответствующих четырем этапам существования Черноморского бассейна. В трех из этих комплексов выделяются по две фазы: 1) нижняя, регрессивная и 2) верхняя, морская, трансгрессивная. Только в самом древнем комплексе — чаудинском — эти фазы не выявляются.

Каждый из комплексов соответствует естественному этапу развития бассейна с характерными для трех из них двумя фазами развития.

Если первым этапом считать чаудинский, то вторым будет эвксино-узунларский с эвксинской и морской (узунларской) фазой. Третьим будет среднеэвксинско-карангатский, который можно назвать эвксино-карангатским этапом, и четвертый, последний — новоэвксинско-древнечерноморский или иначе эвксино-черноморский.

Как видно из таблицы, длительность этих этапов была различной.

ЛИТЕРАТУРА

Андрусов Н. И. О возрасте морских послетретичных террас Керченского полуострова.— Ежегодник по геологии и минералогии России, т. VII. СПб., 1905.

Андрусов Н. И. Террасы Судака.— Записки Киевск. об-ва естествоиспытателей, т. XXII, СПб., 1912.

Архангельский А. Д. и Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М., Изд-во АН СССР, 1938.

Бабак В. И. История развития рельефа горного Крыма.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1960, № 5.

Виноградов А. П., Гринько В. А., Устинов В. П. Изотопный состав серы в Черном море.— Геохимия, 1962, № 10.

Гвоздовер М. Д., Невесский Е. Н. Находка мустьерского остроконечника на Южном берегу Крыма.— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода АН СССР, 1961, № 26.

Горецкий Г. И. О возрастных соотношениях осадков и карангатской трансгрессий.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1955, № 2.

Горецкий Г. И. О возрасте карангатской фазы тирренской трансгрессии.— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода АН СССР, 1959, № 23.

Иванова И. К. Геологический возраст ископаемого человека. М., Изд-во «Наука», 1965а.

Иванова И. К. Стратиграфическое положение молодовских палеолитических стоянок на среднем Днестре в свете общих вопросов стратиграфии и абсолютной геохронологии верхнего плейстоцена Европы.— В сб. «Стратиграфия и периодизация палеолита Восточной и Центральной Европы». М., Изд-во «Наука», 1965б.

Муратов М. В. История Черноморского бассейна в связи с развитием окружающих его областей.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1957, № 1.

Муратов М. В. Четвертичная история Черноморского бассейна в сравнении с историей Средиземного моря.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1960, № 5.

Муратов М. В., Николаев Н. И. Речные террасы Горного Крыма.— Бюлл. МОИП, 1940, отд. геол., № 1.

Невесская Л. А. Определитель двустворчатых моллюсков четвертичных отложений Черноморского бассейна.— Труды ПИН АН СССР, 1963, вып. 96.

Невесская Л. А. Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология.— Труды ПИН АН СССР, 1965, вып. 105.

Невесская Л. А. и Невесский Е. Н. О соотношении карангатских и новоэвксинских слоев в прибрежных районах Черного моря.— Докл. АН СССР, 1961, 137, № 4.

Попов Г. И. Корреляция морских и аллювиальных отложений эвксино-каспийского бассейна по палеонтологическим данным. Вопросы стратиграфии континентальных толщ. М., Госгеолиздат, 1959.

Православлев П. А. Условия залегания послетретичных ракушечников Азовского и Черного морей.— Труды Геол. музея АН СССР, 1928, т. IV.

Соколов М. И. Терренская терраса. Руководящие ископаемые нефтеносного района Крымско-Кавказской области. М., ОНТИ, 1933, вып. XVI.

Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 88.

Федорович Б. А. К вопросу о террасах в долинах Качи и Альмы в Крыму. Изв. АН СССР, VII серия, ОФМ, 1929.
Формозов А. А. Пещерная стоянка Староселье. Материалы по археол. СССР, 1958, вып. 71.
Bleahu M. Observation sur l'evolution de la Zone d'Istria au cours des trois derniers millénaires. Rev. de Géologie et de Géographie, Bucuresti, 1962, t. VI, N 2.
Fink J. Die Gliederung des Jungpleistozäns in Österreich.— Mitt. des Geol. Ges. in Wien. 1962, Bd. 54.
Woldstedt P. Uber die Gliederung des Quartärs und Pleistozäns. Eisezeitalter und Gegenwart, 1962, Bd. 12.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

1967 № 33

Г. И. ПОПОВ

ГИРКАНСКАЯ ТРАНСГРЕССИЯ В СЕВЕРНОМ ПРИКАСПИИ

Каспийские отложения, первоначально выделенные на Западном Маныче, где они вниз по разрезу без перерыва сменяются черноморскими (карангатскими) осадками (Попов, 1949), были названы гирканскими слоями (Горецкий, 1953) по древнему названию Каспийского моря.

Выяснение положения гирканских слоев в стратиграфической схеме каспийского плейстоцена имеет большое значение при корреляции черноморских и каспийских отложений, в частности для установления каспийских эквивалентов карангатских (тирренских) слоев — одного из наиболее характерных горизонтов плейстоцена Средиземноморской области. Стратиграфия четвертичных отложений Северного Прикаспия привлекает большое внимание также и в связи с проектированием Нижне-Волжской ГЭС и большими работами по ирригации и обводнению Прикаспийской низменности.

Гирканские слои Маныча нередко сопоставляются с верхнехазарскими отложениями (Горецкий, 1955; Федоров, 1961), их верхами (Горецкий, 1953, 1956), или с нижнехвалынским горизонтом Северного Прикаспия (Федоров, 1960). Однако верхнехазарскому возрасту этих отложений противоречит находящаяся в них фауна, содержащая Didacna cristata (V. Bog), D. parallela V. Bog., D. zhukovi Fed. и другие хвалынские формы. С другой стороны, карангатские и гирканские отложения (трансгрессивная фаза) вместе с покрывающими последние гудиловскими озерными слоями (регрессивная фаза) слагают II надпойменную террасу Западного Маныча и Нижнего Дона. В то же время нижнехвалынские отложения Западного Маныча с характерными для них Didacna protracta Eichw. и D. ebersini Fed. представляют более высокий стратиграфический горизонт, приуроченный к I надпойменной террасе Западного Маныча; ниже по долине они переходят в осадки сурожской ингрессии Азово-Черноморского бассейна.

Автор пришел к выводу, что в основании хвалынского «яруса» Каспийского бассейна имеется еще один, третий, ранее неустановленный горизонт морских (солоноватоводных) отложений, отвечающий трансгрессии Каспия предшествовавшей максимальной и ингрессии в долину Маныча, обусловившей сток каспийских вод в Черноморский бассейн (Попов, 1955).

Обнаружение гирканских отложений в основании восточного склона Ергеней и склонов Восточного Маныча (Попов, 1955; Горецкий, 1956) мало содействовало выяснению этого вопроса. Гирканские прибрежные пески с Didacna cristata (V. Bog.), D. umbonata Ebers. и другими хвалынскими формами, с береговой линией бассейна на отметке +20, + 25 *м*, залегают здесь с размывом непосредственно на нижнехазарских слоях.

Соотношения гирканских и верхнехазарских отложений оставались неясными, так как последние тогда еще не были обнаружены в Северо-Западном Прикаспии и на Нижней Волге. Находки верхнехазарских

дидакн (D. surachanica и др.) известны на Волго-Уральском междуречье (Федоров, 1957), но и здесь не удалось подразделить морские хазарские отложения на два горизонта (Аристархова и др., 1961).

Таким образом, хвалынский возраст гирканских отложений и их самостоятельное стратиграфическое значение обосновывались только палеонтологическими данными и общими палеогеографическими соображениями, что является недостаточным и вызывало возражения в литературе.

Ниже приводятся новые данные, полученные автором по этому и другим, связанным с ним, вопросам.

В результате обработки коллекций моллюсков (1960 г.) из скважин, пройденных работниками Всесоюзного гидрогеологического треста, выяснилось широкое распространение гирканских и верхнехазарских отложений между Состинскими озерами в устье р. Восточного Маныча и дельтой Волги (рис. 1). Верхнехазарские светло-серые и серые тонкозернистые, в основании гравелистые, пески и серые слоистые глины содержат здесь Didacna surachanica (Andrus.) D. nalivkini Wass., D. subpyramidata Praw., D. cristata (V. Bog.), D. subovalis Prav., D. dilatata (Prav.), D. ovatacrassa Prav., Didacna pallasi Prav., обычные каспийские Monodacna, Adacna, Dreissensia и гастроподы, а также Corbicula fluminalis Müll. при полном отсутствии других пресноводных моллюсков (скв. 9/18, 10/18, 15/18, 16/18, 44/18, 71/18, 42/23, 57/23). Мощность отложений увеличивается к югу от 5—10 до 30 *м*.

Выше по Волге верхнехазарские морские отложения известны также и в естественных обнажениях. Выходы зеленовато-серых плотных глин в русле и на берегу Волги у с. Замьяны отмечались еще П. А. Православлевым (1918), относившим их к бакинскому ярусу. В этих глинах и главным образом в россыпях нами собраны верхнехазарские массивные Didacna surachanica (Andrus.), D. ovatacrassa Prav. и D. subovalis Prav. Россыпи этих же дидакн на бичевнике реки имеются и у с. Сероглазинского.

Верхнехазарская трансгрессия достигала с. Ленино. Здесь в основании берегового обрыва обнажаются зеленовато-серые супеси и песчанистые глины (до 4 *м*) с тонкими линзовидными прослойками песчаника. В этих отложениях найдены Didacna surachanica (Andrus.), D. aff. ovatacrassa Prav, D. cristata (Bog.). Ательские алевриты залегают на них с размывом, иногда даже с мелким гравием в основании. Гирканские слои здесь размыты.

Береговая линия верхнехазарского бассейна, судя по скважинам, проходит через с. Ленино, совхоз им. Буденного и совхоз Черноземельский, в 100—150 *км* от берега Каспийского моря. Эта трансгрессия, несмотря на сравнительно невысокий уровень, сбрасывала избыточные воды по Манычу в эвксино-узунларский бассейн. Это доказывается присутствием верхнехазарских морских отложений в водораздельной части Манычей— у устья р. Чограя (рис. 2) и у с. Зунда-Толга. Они представлены здесь буровато-, зеленовато- и голубовато-серыми тонко- и мелкозернистыми песками и супесями (5—10 *м*) с Didacna ovatacrassa Prav., D. nalivkini Wass., D. cf. surachanica (Andrus.) f. juv., D. pallasi Prav., D. cristata (V. Bog.) и другими каспийскими моллюсками (скв. 13285, 13286). Эти осадки залегают с размывом на нижнехазарских отложениях с Didacna paleotrigonoides Fed., D. subpyramidata Prav., D. pallasi Prav. и др. (скв. 13283, 13284). Глубже бурением вскрыты урунджикские отложения с Didacna eulachia Fed. (скв. 13284).

Переотложенные Didacna surachanica (Andrus.) f. typ. и D. ovatacrasa Prav. найдены нами в сурожских отложениях вблизи устья р. Западно-

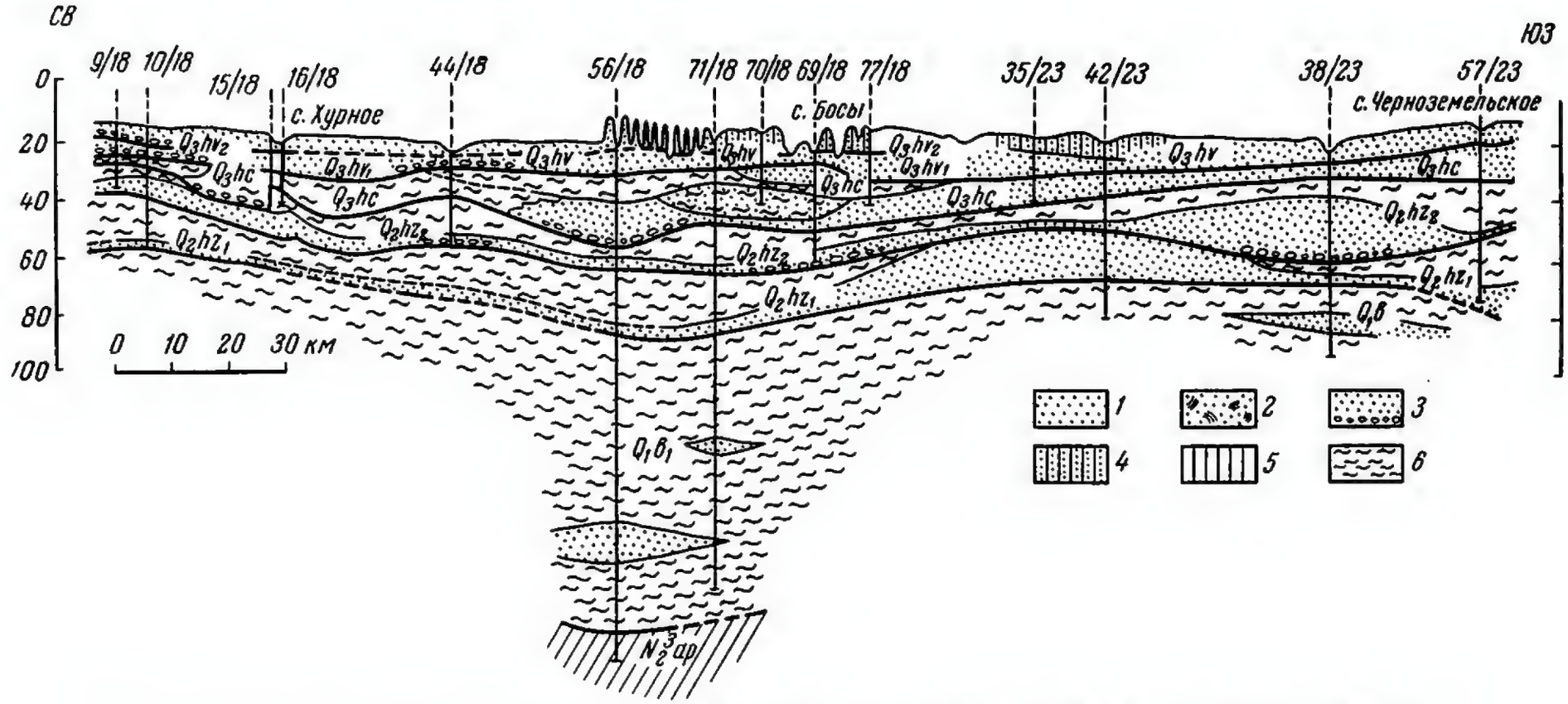


Рис. 1. Геологический профиль Прикаспийской низменности между р. Волгой и р. Восточным Манычем

1 — пески; *2* — косослоистые пески; *3* — пески с гравием и галькой; *4* — супеси; *5* — суглинки; *6* — глины

го Маныча (обнажения у с. Маныч-Балабинского и на левом берегу лимана Шахаевского). Эти находки лишний раз указывают на сток верхнехазарских вод по Манычу в Черноморский бассейн.

Аллювий верхнехазарской Волги («черноярские» слои) между селами Никольским и Светлым Яром представлен нормальной русловой фацией светло-серых песков (до 15—20 *м*) с косой слоистостью речного типа и пресноводными моллюсками (Viviparus duboisianus и др.). Среди последних встречаются явно переотложенные нижнехазарские и апшеронские раковины, приуроченные к базальному горизонту песков с гравием, галькой и глыбами сингильских глин (села Никольское, Соленое

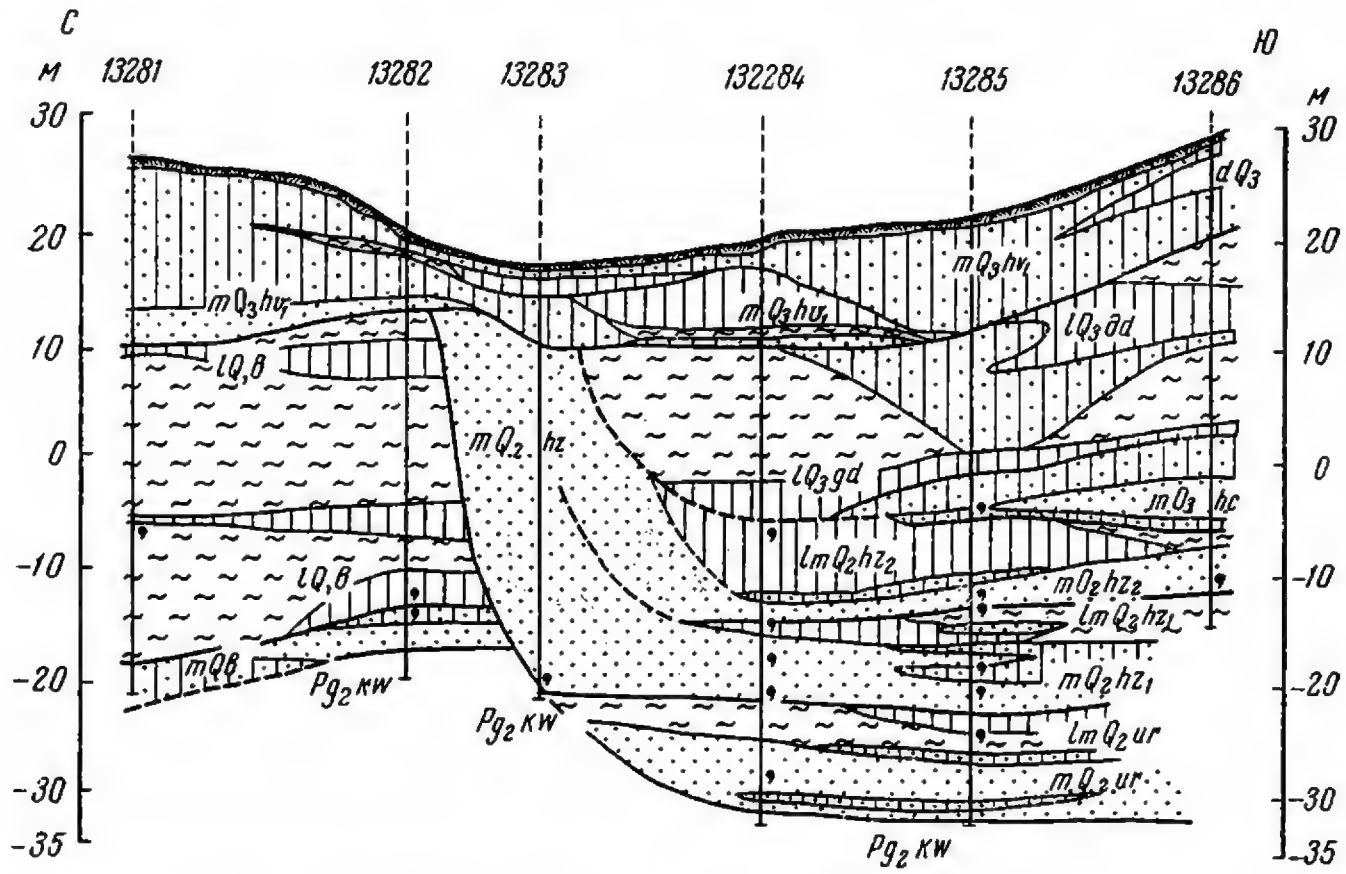


Рис. 2. Геологический профиль долины р. Восточного Маныча близ устья р. Чограя. Условные обозначения см. на рис. 1

Займище, Черный Яр, Солодники). Эти отложения залегают с резким размывом на сингильских глинах или непосредственно на нижнехазарских слоях и покрываются, также с размывом, гирканскими слоями или верхней (ательско-ахтубинской) аллювиальной свитой (рис. 3).

Сингильские озерно-аллювиальные глины приурочены к верхней части нижнехазарских отложений, а не к их основанию, как это принималось ранее. Они подстилаются мощной (до 30 *м*) толщей серых песков, местами с нижнехазарской фауной (рис. 3). Последние залегают с базальным гравием на темных глинах, содержащих нижнебакинскую фауну (Didacna catillus, D. parvula). Прилагаемый профиль (рис. 3) составлен с учетом данных многочисленных скважин, пробуренных Гидропроектом и Волго-Донским геологическим управлением, фауна из которых определялась автором.

Дельта вехнехазарской Волги располагалась между селами Копановкой и Ленино. Песчано-глинистые отложения, залегающие между гирканскими и нижнехазарскими слоями, помимо обычных пресноводных моллюсков, содержат здесь, в отдельных прослоях, лиманно-каспийские Monodacna, Adacna, Dreissensia и гастроподы. Верхние слои дельты обнажаются у сел Енотаевки, Владимировки и Косики.

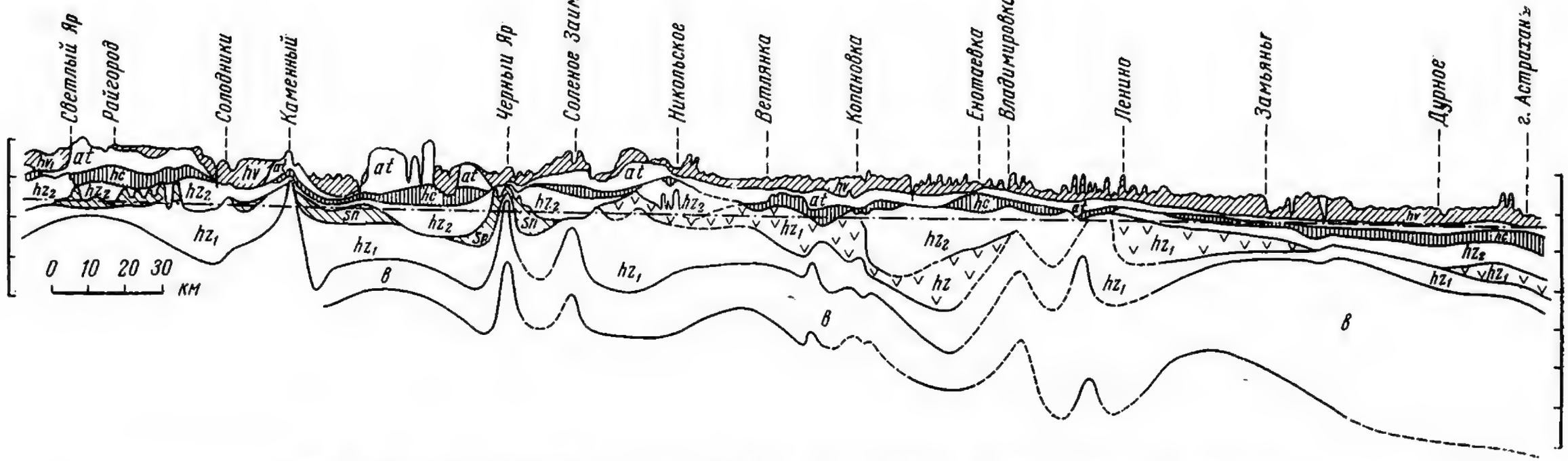


Рис. 3. Схематический профиль правого берега р. Волги между г. Волгоградом и г. Астраханью

hv — хвалынские отложения; *at* — ательские и ахтубинские слои; *hc* — гирканские слои; hz_2 — верхнехазарские слои; *sn* — сингальские отложения; hz_1 — нижнехазарские слои (глины и пески); *в* — бакинские слои. Штрих-пунктиром показан уровень р. Волги

Соотношения гирканских и верхнехазарских морских отложений вследствие плохой обнаженности последних на Нижней Волге выясняются только по данным бурения скважин. В уже рассматривавшемся профиле (см. рис. 1) между Восточным Манычем и дельтой Волги к гирканскому горизонту относятся серые и буровато-серые, часто зеленоватые, пески и песчанистые глины с Didacna subcatillus Andrus., D. cristata (V. Bog.), D. parallela V. Bog., D. crassicolis sp. n., D. umbonata Ebers., D. zhukovi Fed., Corbicula fluminalis Müll. и обычными каспийскими монодакнами, адакнами, дрейсензиями и гастроподами (скв. 10/18, 15/18, 69/18, 35/23 и 57/23). Гирканские морские отложения, нередко с гравием и галечником в основании, залегают на описанных выше верхнехазарских слоях. Они вскрываются также в наиболее глубоких дефляционных котловинах этого района (Бузги, Тормир и др.). Мощность отложений составляет от 5—10 до 20—25 *м*. Выше залегают нижнехвалынские желто-бурые, реже коричнево-бурые пески, супеси и суглинки.

Залегание гирканских отложений с Didacna cristata (V. Bog.) и D. zhukovi Fed. (скв. 13285 и др.) на верхнехазарских слоях установлено также и в восточной части Манычского пролива (см. рис. 2).

В центральной части Терско-Кумской впадины к гирканским слоям относится выделенный С. М. Ильинским IV горизонт каспийских отложений, который, по этому автору, «представляет по своей фауне отложения, переходные от хазарского яруса к хвалынскому (верхнему ярусу древнего Каспия). Условно его можно отнести к низам последнего. Мощность этого горизонта достигает 10—20 *м*. Характерными формами являются Didacna praetrigonoides Nal., D. aff. parallela Bog. Типично также присутствие Corbicula fluminalis Müll. и большого количества дрейссензий, что указывает на значительное опреснение бассейна» (Вебер и Ильинский, 1947, с. 350). Подстилающие отложения III горизонта «соответствуют верхней части хазарского яруса (среднего яруса древнего Каспия) и имеют мощность 25 *м*. Характерными формами являются Didacna incrassata Bog. и D. surachanica Nal.». Эти очень важные данные, к сожалению, не были учтены последующими исследователями.

Гирканские отложения в обнажениях правого берега Волги выражены столь же опресненной фацией морских сублиторальных отложений, как и в Волго-Манычском районе.

В обнажении у с. Владимировки гирканские отложения представлены тонким (ленточным) переслаиванием коричневато-бурых глин и светло-бурых плотно слежавшихся глинистых песков. Глины в верхней части гофрированы (мерзлотные деформации или подводные оползни). Слоистость горизонтальная, полого и мелко волнистая. Прослои песков учащаются книзу, где они приобретают зеленоватый оттенок и местами раздуваются до 20 *см*. Пески содержат характерные хвалынские Didacna cristata (V. Bog.) (наиболее часто), D. ebersini Fed., D. subcatillus Andrus (редко), D. hyrcana sp. n. (близкая к D. subovalis Prav.), D. zhukovi Fed., Monodacna caspia Eichw. (преобладает), M. edentula Pall., Adacna plicata Eichw., Dreissensia caspia Eichw. (преобладает), Dr. rostriformis Desh., Dr. polymorpha Pall., Turricaspia spica (Eichw.), Clessiniola sp., Lithoglyphus sp., Corbicula fluminalis Müll.

Гирканские глины в этом, как и в других обнажениях, связаны постепенным переходом с покрывающими ательскими суглинками и супесями (5 *м*), а залегают с размывом на темно-серых глинах с пресноводными Viviparus duboisianus Mouss., Sphaerium corneum L., Corbicula fluminalis Müll. и лиманно-каспийскими Monodacna caspia Eichw. и Dreissensia caspia Eichw. У кровли (0,8 *м*) эти глины (видно 4—5 *м*) часто выветрелы, ожелезнены и содержат сростки гипса. Эти лиманные или дельтовые

осадки, по-видимому, имеют верхнехазарский возраст (см. рис. 3). В 1 *км* выше пристани верхнехазарские и гирканские глины слагают свод небольшой антиклинали с падением северного крыла —5°, южного —15—20°. Ательские суглинки и супеси, нижне- и верхнехвалынские глины и пески залегают здесь горизонтально.

Выше по Волге, у северной окраины с. Енотаевки, к гирканскому горизонту относится толща (7—9 *м*) кофейно-серых пылеватых тонкослоистых (листоватых) глин с присыпками и прослойками песков. Верхний из двух более мощных (0,5 *м*) прослоев местами переполнен Dreissensia caspia Eichw., Monodacna caspia Eichw., Didacna zhukovi Fed., D. parallela borealis Fed., D. aff. hyrcana sp. n., Adacna plicata Eichw., Turricaspia spica (Eichw.). В основании обнажения под этими глинами видны (0,7 *м*) косослоистые пески, залегающие на темных синевато-серых песчаных глинах с Corbicula fluminalis Müll. и Monodacna caspia Eichw. Эти глины, аналогичные обнажающимся у с. Владимировки, поднимаются до 1,5 *м* над Волгой.

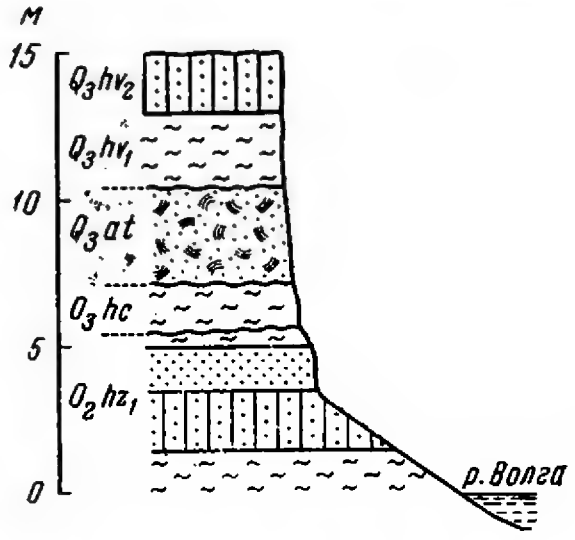


Рис. 4. Геологический разрез у с. Копановка (в 1,2 *км* от пристани)

Условные обозначения см. на рис. 1

Взаимоотношения между ательско-ахтубинскими и гирканскими слоями наиболее отчетливы у с. Копановки (рис. 4). Этот разрез может быть принят за стратотипический для гирканских отложений. Здесь последовательно обнажаются:

		Мощность, *м*
Q_4eld	1. Бурые неслоистые суглинки, постепенно переходящие в подстилающие супеси	до 1—1,5
Q_3hv_2	2. Коричневато-бурые, грубые слоистые супеси	до 5
Q_3hv_1	3. Шоколадно-бурые, слоистые глины, вверху с частыми прослоями песков. Залегание резко несогласное (размыв)	до 8—9
Q_3at — *acht*	4. Светлые, буровато-серые пески с косой слоистостью речного типа и обычными для русловой фации аллювия Dreissensia polymorpha Pall., Sphaerium rivicola Lam., Viviparus duboisianus Mouss., вместе с гирканскими, часто потертыми и обломанными, переотложенными раковинами, гравием и гальками в основании	до 6

Пески слагают две крупные линзы, в промежутке между которыми шоколадно-бурые глины залегают с размывом непосредственно на гирканских слоях. В северной части обрыва пески выклиниваются, замещаясь лёссовидными (ательскими) суглинками (2—3 *м*), постепенно переходящими в гирканские глины, тогда как пески залегают на последних с резким размывом.

		Мощность, *м*
Q_2hc	5. Серовато-кофейные глины с частыми тонкими прослойками песков, придающими обнажениям полосчатый вид. Отдельные более мощные прослои и линзы (до 1—1,5 *м*) песков содержат небольшие банки ракушечника, состоящего из Didacna praetrigonoides Nal., D. cristata (V. Bog.), D. zhukovi Fed., D. subcatillus Andrus., Monodacna caspia Eichw., Adacna plicata Eichw., A. vitrea Eichw., Dreissensia rostriformis Desh., Dr. caspia Eichw., Turricaspia spica (Eichw.), Lithoglyphus sp.	1,5—3

Нижняя граница четкая, иногда неровная — поверхность размыва с колебанием отметок на коротких расстояниях до 1—1,5 *м*.

		Мощность, *м*
Q_2hz_1	6. Серые, слоистые глины	0,7
	7. Зеленовато-серые пески с Didacna pallasi Prav., D. subcrassa Prav., D. paleotrigonoides Fed. и другой нижнехазарской фауной	1,6
	8. Зеленовато-серые супеси и песчанистые глины с той же фауной	2,0
	9. Буровато-серые, песчанистые глины. Видимая	1,5

По П. В. Федорову (1957, с. 105), пески слоя четвертого являются «черноярскими» (верхнехазарскими). Однако последние, по приведенным ранее данным, залегают ниже, а не выше гирканских отложений. Гирканские слои (слой 6 у П. В. Федорова) приняты за нижнехазарские, чему противоречит не только приведенная выше фауна, но и наличие размыва, отделяющего их от нижнехазарских отложений. Гирканские глины подстилают, а не замещают по простиранию пески слоя четвертого, как это считает Ю. М. Васильев (1961, с. 45) и каспийская фауна в последних залегает не in situ, а переотложена. В описании А. И. Москвитина (1962, с. 148) к гирканскому горизонту относятся слои 5 и 6.

Описанный разрез повторяется в 2,5—3 *км* ниже по р. Волге от совхоза Бурунского (Цаган-Аман) и вблизи с. Ветлянки.

В 1,5—3 *км* ниже с. Ветлянки к гирканскому горизонту относятся (сверху вниз):

	Мощность, *м*
1. Коричневато-бурые, пылеватые слоистые глины с частыми тонкими и отдельными более мощными (до 0,5 *м*) прослоями песков, содержащих Monodacna caspia Eichw., M. edentula Pall., Didacna praetrigonoides Nal., D. zhukovi Fed., Adacna plicata Eichw., Corbicula fluminalis Müll., Turricaspia spica (Eichw.), Clessiniola sp., Lithoglyphus sp., Planorbis sp.	до 2
2. Те же глины, но с более тонкой слоистостью (листоватые), вполне сходные с гирканскими глинами енотаевских обнажений	до 5—7

В 3 *км* ниже с. Ветлянки наблюдается залегание этих глин, иногда с гравием и довольно крупной (до 5 *см*) галькой в основании на неровно размытой поверхности серых нижнехазарских глин, на высоте от 4 до 8 *м* над уровнем Волги. По данным бурения, эти глины с Didacna subpyramidata Prav., D. cf. subpallasi Prav. и др. на глубине 12 *м* ниже уровня реки подстилаются песками того же возраста. Бакинские глины здесь залегают на глубине 26 *м* (рис. 3).

Гирканские глины у с. Ветлянки сильно размыты ательскими (ахтубинскими) потоками, отложившими поверх их толщу косослоистых песков (до 5—6 *м*) с обычными речными моллюсками и каспийскими раковинами, теми же что и в подстилающих гирканских глинах. Каспийская фауна в аллювиальных песках явно переотложена. В описании А. И. Москвитина (1962, с. 143—144) к гирканскому горизонту относятся слои 4—7, слагающие «линзу озерных слоев, по-видимому, межледникового возраста, неизвестных до сих пор». А. И. Москвитин (с. 175) считает возможным, что «описанные ветлянские слои связаны с верхнехазарской трансгрессией. Но они могут быть и более поздними...» В табл. 21 у А. И. Москвитина эти слои сопоставлены с микулинским межледниковьем и отнесены ко времени между позднехазарской и хвалынской (максимальной) трансгрессией. Мы вполне согласны с таким определением их возраста.

Гирканские слои выше по Волге, между селами Никольским и Светлым Яром, сохраняют характерную коричневато-бурую окраску, глинистый состав и представляют прекрасный маркирующий горизонт, разделяющий ательско-ахтубинскую и верхнехазарскую («черноярскую») аллювиальные свиты (см. рис. 3). Наиболее распространены здесь коричнево-бурые и бурые, иногда красновато- и шоколадно-бурые песчанистые глины, часто с прослойками и линзами песков и супесей и известковыми стяжениями. Постепенно приподнимаясь вверх по Волге, они достигают +5, +6 *м* абсолютной высоты. Мощность отложений составляет от 2 до 10 *м*. Они содержат Viviparus duboisianus Mouss., Dreissensia polymorpha Pall., Sphaerium corneum L., Unio sp. (села Никольское и Каменный Яр), но чаще одни только лимнофильные Bithynia, Anisus, Valvata, Pisidium и др. (села Соленое Займище, Райгород), иногда вместе с лиманно-каспийскими Adacna plicata Eichw., A. vitrea Eichw., Monodacna edentula Pall., Dreissensia rostriformis Desh. и Didacna cf. cristata (V. Bog.) (с. Каменный Яр). Фауна и литологические особенности указывают на лиманные и озерные условия образования осадков и вероятный межледниковый (микулинский) их возраст. В верхней части этих отложений или в их кровле прослеживается луговая погребенная почва (обнажения у сел Соленое Займище, Ступино, между селами Ушаковкой и Райгородом, а также скважины).

У сел Соленое Займище и Никольское гирканские отложения залегают с размывом на верхнехазарских («черноярских») слоях. Между селами Райгород и Ушаковкой, где «черноярские» пески выполняют глубоко размытые ложбины, гирканские красновато-бурые глины и суглинки ложатся непосредственно на сингильские глины, слагающие разделяющие эти ложбины «горбы» (см. рис. 3).

Приведенные выше данные позволяют различать в Северном Прикаспии отложения верхнехазарской и гирканской трансгрессий.

Береговая линия верхнехазарской трансгрессии у с. Ленино находится на абсолютной отметке −15, −17 *м*. Выше по Волге морские (солоноватоводные) отложения замещаются аллювиальными и дельтовыми «черноярскими» слоями.

Гирканские береговые линии по р. Восточному Манычу занимают более высокое положение (+20, +25 *м*). По Волге эта трансгрессия достигала с. Ветлянки.

Между селами Светлый Яр и Никольское развиты озерные и лиманные отложения этого возраста. Возможно, что лиман гирканского моря распространялся выше по Волге, от г. Волгограда. На это указывает находка лиманно-каспийской фауны в отложениях III надпойменной террасы рек Волги на М. Кармане (Москвитин, 1962, с. 158—164, 170). Отложения эти литологически очень сходны с гирканскими. Гирканскую трансгрессию Каспия, по-видимому, правильнее называть древнехвалынской, так как ее осадки соответствуют не только гирканским, но и карангатским отложениям Маныча, характеризуясь фауной хвалынского типа Обнаружение гирканских отложений на водоразделе рек Западного и Восточного Маныча и недавняя находка в них Ю. Ф. Деевым на Восточном Маныче Cardium edule L. подтверждает это сопоставление. Дальнейшему распространению Cardium edule, очевидно, помешало сильное опреснение гирканского бассейна.

Ательско-ахтубинская свита отвечает регрессии, разделяющей гирканскую и нижнехвалынскую трансгрессии. Гирканские отложения Нижней Волги кверху постепенно переходят в ательские лёссовидные суглинки, а в долине Маныча — в эквивалентные последним гудиловские озерные слои. Ахтубинские слои представляют аллювиальную

(русловую) фацию этой свиты. А. И. Москвитиным доказан калининский возраст ательско-ахтубинской свиты.

С другой стороны, гирканские слои Западного Маныча подстилаются карангатскими межледниковыми отложениями с постепенным изменением состава фауны и отсутствием перерыва между ними (Попов, 1955). Приведенные соотношения указывают на межледниковый (микулинский) возраст не только карангатской ингрессии в долину Западного Маныча, но и гирканской трансгрессии Каспия.

Таким образом, верхний плейстоцен Прикаспийской низменности включает отложения трех трансгрессий с хвалынской фауной — гирканской (древнехвалынской), нижнехвалынской и верхнехвалынской.

ЛИТЕРАТУРА

Аристархова Л. Б., Белкин О. А., Кузьмин Ю. Я., Магретова М. Д. Стратиграфия и условия формирования четвертичных отложений восточной части Прикаспийской низменности.— Материал Всес. сов. по изуч. четверт. периода, 1961, т. II.

Васильев Ю. М. Атропоген Южного Заволжья.— Труды ГИН АН СССР, 1961, вып. 49.

Вебер В. В. и Ильинский С. М. Каспийские отложения.— «Геология СССР», т. IX (Северный Кавказ), 1947.

Горецкий Г. И. О палеогеографии Приазовья и Западного Приманычья в узунларско-гирканский и буртасский века. В сб. «Вопросы географии». М., 1953, № 33.

Горецкий Г. И. О возрастных соотношениях осадков узунларской и карангатской трансгрессий.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1955, т. XXX (2).

Горецкий Г. И. О гирканском этапе в геологической истории северо-западного Прикаспия.— «Нов. нефтян. техники», серия геол., 1956, № 6.

Москвитин А. И. Плейстоцен Нижнего Поволжья.— Труды ГИН АН СССР, 1962, вып. 64.

Попов Г. И. Четвертичные отложения западной части Прикаспийской низменности и Манычской долины. М., Гидропроект, 1949.

Попов Г. И. История Манычского пролива в связи со стратиграфией черноморских и каспийских отложений.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1955, т. XXX (2).

Попов Г. И. Корреляция черноморских и каспийских четвертичных отложений.— Материалы Всес. сов. по изуч. четв. периода, 1961, т. II.

Православлев П. А. О значении вертикальных изменений в окраске песчано-глинистых пород в области нижнего течения рек Бол. и Мал. Узеней.— Изв. АН СССР, 1918, № 16.

Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря.— Труды ГИН АН СССР, 1957, вып. 10,

Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений Понто-Каспия. Межд. геол. конгр., XXI сессия.— Докл. сов. геол., 1960.

Федоров П. В. Четвертичные террасы Каспийского и Черного морей и их возможная корреляция с террасами Средиземного моря.— Труды Ин-та геологии АН ЭстССР, 1961, т. VIII.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

1967 № 33

С. А. АРХИПОВ, Т. П. ЛЕВИНА, О. В. МАТВЕЕВА

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ О НИЖНЕЧЕТВЕРТИЧНОМ ЛЕДНИКОВОМ ВРЕМЕНИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Вокруг проблемы древнего, досамаровского оледенения Западно-Сибирской низменности собралось огромное количество косвенных данных, геологических и палинологических, различных по своему качеству и значению. В большинстве случаев данные эти разрозненные. Геологические признаки древнего оледенения не подкрепляются палинологическими материалами или, наоборот, отсутствуют прямые литолого-фациальные доказательства существования древней морены при несомненных указаниях на похолодание климата. Подобные материалы можно в изобилии выбрать из многочисленных работ В. Н. Сукачева, Д. А. Драницына, Р. С. Ильина, П. А. Никитина, Л. А. Рогозина, М. П. Нагорского, Б. В. Мизерова, С. Б. Шацкого, А. А. Земцова, В. В. Фениксовой, В. А. Зубакова и многих других. Большинство прежних и недавно высказанных доводов и единичных наблюдений в пользу древнего оледенения в свете новых данных становятся сомнительными или просто не подтверждаются. Так обстоит дело, например, с версией о древней морене в скважине у фактория Янов Стан (р. Туруханн), отождествление с мореной — ярских галечников — и т. п. Тем не менее и сейчас еще можно встретить работы, в которых эта очень трудная проблема решается путем компиляций на основе общетеоретических рассуждений.

Наша работа представляет собой попытку комплексного геологического и палинологического изучения конкретного страторегиона, характеризующегося наиболее полными разрезами досамаровской серии антропогена. В процессе исследований осуществлялся взаимный контроль результатов применения геологических и палеоботанических методов.

Район исследования располагается у южной окраины Енисейской депрессии. Опираясь на естественные обнажения и материалы бурения, любезно предоставленные нам Казачинской экспедицией Краснодарского геологического управления, удалось изучить ряд конкретных разрезов досамаровской серии. Все изученные разрезы располагаются вдоль долины Енисея между устьями рек Дубчеса и Елогуя.

Досамаровская толща имеет достаточно выдержанное по простиранию строение. Ее верхним членом является толща осадков, отождествляемая нами с туруханской свитой (Архипов, 1957, 1960; Архипов, Матвеева, 1960, 1964_1, 1964_2). Ее возраст определяется находкой остатков Alcex latifrons Dawk. и залеганием непосредственно под толщей самаровских ледниковых отложений. Следовательно, туруханская свита соответствует тобольскому горизонту унифицированной стратиграфической шкалы для Западной Сибири (1961).

Отложения свиты четко выделяются во всех разрезах серии, как в обнажениях, так и скважинах благодаря ярко выраженным индивидуальным литолого-генетическим признакам.

В основании аллювиальной толщи залегают грубые галечники с валунами трапповых пород. Мощность галечников измеряется обычно в 2—3 *м*, до 5 *м*, но в отдельных случаях увеличивается до 10—12 *м* (Завальный яр). Они перекрываются песчаными слоями мощностью от 5—6 до 20 *м*. В нижней части пески разнозернистые, содержат линзовидные прослои гравийно-галечникового материала, обладают разнообразной косой слоистостью. Вверх по разрезу пески становятся мелко-тонкозернистыми с прослойками супеси, в них преобладает тонкая горизонтальная и косоволнистая слоистость.

К кровле песков приурочены, как правило, прослои и крупные линзы (до 3—4 *м*) иловатой темно-серой, серовато-синей глины с тонкой горизонтальной слоистостью, скоплениями мелкого растительного материала, включениями вивианита и сероводородным запахом. Помимо глин встречаются линзы торфа и гиттии.

Без следов размыва или перерыва в осадконакоплении песчано-галечниковая пачка перекрывается суглинистыми породами. Последние представлены горизонтально переслаивающимися массивными серыми суглинками, желтовато-серыми супесями и тонкозернистыми, пылеватыми песками.

Местами в суглинистой пачке отмечается ритмическая слоистость, ленты темной, почти черной глины и т. п. Мощность пачки колеблется от 6—8 до 15 *м*. К ее верхним слоям приурочены следы деятельности древней мерзлоты (Архипов, 1964).

Литологические переходы между нижней песчано-галечниковой и верхней суглинистой пачками туруханской свиты всегда постепенные. Вдоль их контакта неизменно прослеживается «переходный» слой, состоящий из переслаивания суглинков и песков. Весьма характерной является тонкая волнистая, синусоидальная (рябь мелководья) слоистость. Песчаные «волны» высотой иногда всего в 5—8 *мм* законсервированы прослоечком иловатого материала (наилка). В песчаных слойках наблюдается тончайшая косоволнистая слоистость.

Иногда суглинистые осадки ложатся непосредственно на линзы торфа, гиттии, иловатых глин, залегающих у кровли песчано-галечниковой пачки. В этом случае все эти разнофациальные осадки (суглинистые отложения и торфянисто-глинистые осадки) образуют литологически единую пачку. Однако и в подобного рода разрезах песчаные и суглинисто-торфянистые породы туруханской свиты оказываются связанными постепенными переходами. Все это свидетельствует о единстве происхождения обеих пачек свиты, которые, очевидно, можно рассматривать в качестве русловой и пойменной фации крупной речной артерии. Линзы торфа и глин, вероятно, соответствуют старичным образованиям.

Таким образом, региональное распространение туруханской свиты, выдержанность строения и генезиса ее отложений, типичных для аллювия, четкое стратиграфическое положение (под толщей самаровских ледниковых пород), подкрепленное палеонтологической характеристикой (остатки Alcex latofrons Dawk.— тираспольский комплекс) — делают ее надежным маркирующим горизонтом в разрезе досамаровской серии антропогена. По той же совокупности признаков туруханская свита является несомненно стратиграфическим аналогом тобольской свиты или горизонта (так называемая толща «диагональных» песков) нижнего Иртыша и Томско-Нарымского Приобья. Следовательно, туруханская или тобольская свита имеет региональное стратиграфическое значение для всей Западно-Сибирской низменности. В связи с этим исключительное значение приобретает палинологическая характеристика этой свиты. На ней мы останавливались в наших предыдущих публикациях (Архи-

пов, Матвеева, 1960; 1964_1, 1964_2; Левина, 1964). В настоящей статье приводятся лишь несколько из опубликованных ранее спорово-пыльцевых диаграмм.

Палинологическая характеристика туруханской свиты, несмотря на некоторые индивидуальные особенности каждой из приведенных диаграмм, остается для всех проанализированных разрезов принципиально сходной.

В самых нижних слоях русловой фации туруханского аллювия несколько преобладает пыльца недревесных растений: разнотравья, злаков, полыней. Присутствует пыльца, по-видимому, кустарниковой березы (до 20%). Пыльцы древесных пород меньше, и она представлена в основном пыльцой берез, иногда ольхи. Отмечаются споры зеленых и сфагновых мхов и плаунов (Lycopodium aspressum (Desv.) Petr., L. clavatum L. и др.). В старично-пойменных, суглинистых (торф, гиттия, глины) осадках туруханской свиты пыльца обычно имеет хорошую сохранность и в составе ее преобладает пыльца древесных пород. В районе исследования она представлена большей частью елью и березой (южнее — сосной и березой). В одних случаях пыльца ели дает один удлиненный максимум ели, значительно превышая содержание березы — скв. 5, Сарчиха (Архипов, Матвеева, 1964) или количественно уступая последней — Хахалевский яр (Левина, 1964). Для разрезов Пантелеевского (там же) и Белого (Архипов, Матвеева, 1964) яров получается картина двух максимумов ели, между которыми доминирует пыльца берез. Наконец, содержание пыльцы ели значительно и неоднократно колеблется, чередуясь с пыльцой березы. Обычно такие спектры получаются для разрезов пестрого литолого-фациального состава (Завальный яр), накопление которых происходило в сложной палеогеографической обстановке. Пестрый фациальный состав этих пород и частые размывы исследованных отложений могли привести или к неполным, или довольно сложным, иногда даже трудно объяснимым направлениям кривых пыльцы древесных пород и в первую очередь ели. Тем не менее почти для всех спорово-пыльцевых диаграмм для отмеченной части разреза можно выделить климатический оптимум. С ним мы связываем спектры с высоким значением не только пыльцы ели, но иногда и других темнохвойных пород и в первую очередь пихты.

Таким образом, отрезок времени, в течение которого была сформирована значительная часть русловых, старичных и пойменных осадков, в целом характеризуется широким распространением еловых, иногда елово-кедровых и пихтово-еловых лесов. Это свидетельствует о довольно влажных и более теплых климатических условиях, чем в начальные моменты отложения аллювиальной свиты.

В спорово-пыльцевых спектрах из верхней части туруханской свиты (пойменные осадки) устанавливаются постепенные сокращения пыльцы древесных пород и увеличения содержания пыльцы травянистых растений (разнотравья, полыней, маревых). Одновременно резко сокращается присутствие пыльцы ели (20% и ниже), сосны (16%), кедра (13%). Пыльца хвойных вытесняется пыльцой березы и в отдельных прослоях ее содержание достигает 100%. Эти данные показывают, что в конце формирования туруханской аллювиальной свиты происходило вытеснение темнохвойной тайги березовым редколесьем. Следовательно, климатические условия ухудшились. На это указывают и следы древней мерзлоты, отмеченные в пойменных осадках.

Дальнейшее ухудшение климата фиксируется спорово-пыльцевыми спектрами, полученными из низов самаровской толщи, перекрывающей туруханский аллювий. В начале самаровского времени исчезают остат-

ки лесов, и на смену им приходят и получают широкое развитие своеобразные растительные группировки, свойственные, видимо, перигляциальной зоне.

Туруханская аллювиальная свита с размывом залегает на более древних породах. Причем в местах молодых поднятий или выступов палеорельефа врез заходит иногда так далеко, что туруханский аллювий ложится непосредственно на дочетвертичные, мезозойские породы. Региональный размыв начала туруханского века устанавливается не только в долине Енисея, на всем огромном отрезке от Туруханска до Красноярска. Интенсивная фаза эрозионной деятельности (в начале тобольского времени) фиксируется в бассейнах Оби, Иртыша, Томи и других рек Западной Сибири. Это обстоятельство вновь подчеркивает региональное, общезападносибирское значение туруханской (тобольской) свиты. Ее накопление связано, очевидно, с этапом формирования прарек Западной Сибири. Поэтому особенно важны разрезы с «нормальной» стратиграфической последовательностью залегания пород досамаровской серии. Подобного типа разрезы приурочены ко впадинам древнего рельефа, возможно, испытавшим отрицательные тектонические подвижки. Одна из таких весьма глубоких и относительно узких впадин обнаружена при бурении скв. 1 на левом берегу Енисея, в 5 *км* ниже станка Лебедь. Она отчетливо фиксируется по подошве четвертичных (или кровле мезозойских) пород (Архипов, Кинк, 1962). В ее пределах туруханский аллювий с размывом залегает на толще древнеледниковых отложений (рисунок 1).

На склонах выступов палеорельефа туруханская свита нередко, очевидно, оказывается вложенной в толщу пород досамаровского оледенения. Так, например, в районе Белого яра, на правом берегу Енисея, примерно в 15 *км* ниже станка Сумароково, как будто устанавливается по скв. 15 и 17 прислонение туруханского аллювия к древнеледниковым образованиям и залегание с размывом на подстилающих их белоярских глинах (см. рисунок).

Древнеледниковые слои, вскрытые в скв. 1, 3, 17, а также в Хахалевском яру, представлены суглинками (глинами) серыми, песчанистыми, грубо сортированными с беспорядочно рассеянными гравием, галькой и валунами до 40 *см* диаметром. Обломочный материал плохо окатан, угловатый, состоит из пород трапповой формации, песчаников, доломитов, реже кремней, кварца и т. д. Эти грубые валунные осадки, очевидно, можно отождествлять с основной мореной. В районе Хахалевского яра древнеледниковые слои имеют более глинистый состав и, может быть, хотя бы частично являются озерно-ледниковыми образованиями.

Досамаровские валунные суглинки в скв. 1 залегают на неровной кровле мезозойских пород. Ниже контакта, в слое мощностью в 5—12 *см*, юрские алевролиты резко перемяты, слоистость в них нарушена, изогнута. Выше контакта в основании слоя валунных суглинков содержатся обломки и беспорядочные включения подстилающих пород. Так, в валунных глинах в Хахалевском яру обнаружены беспорядочные включения нижележащих каолинизированных глин и уплотненных песков верхнего мела.

Валунно-суглинистые отложения содержат спорово-пыльцевые спектры, в составе которых преобладает пыльца кустарничков (карликовая береза) и травянистых растений: полыни, лебедовых, разнотравья. Пыльца древесных пород, главным образом березы, присутствует в небольшом количестве. Единичные споры плаунов принадлежат главным образом арктическим видам. Такой состав спектров свидетельствует о климатических условиях, достаточно сухих и холодных.

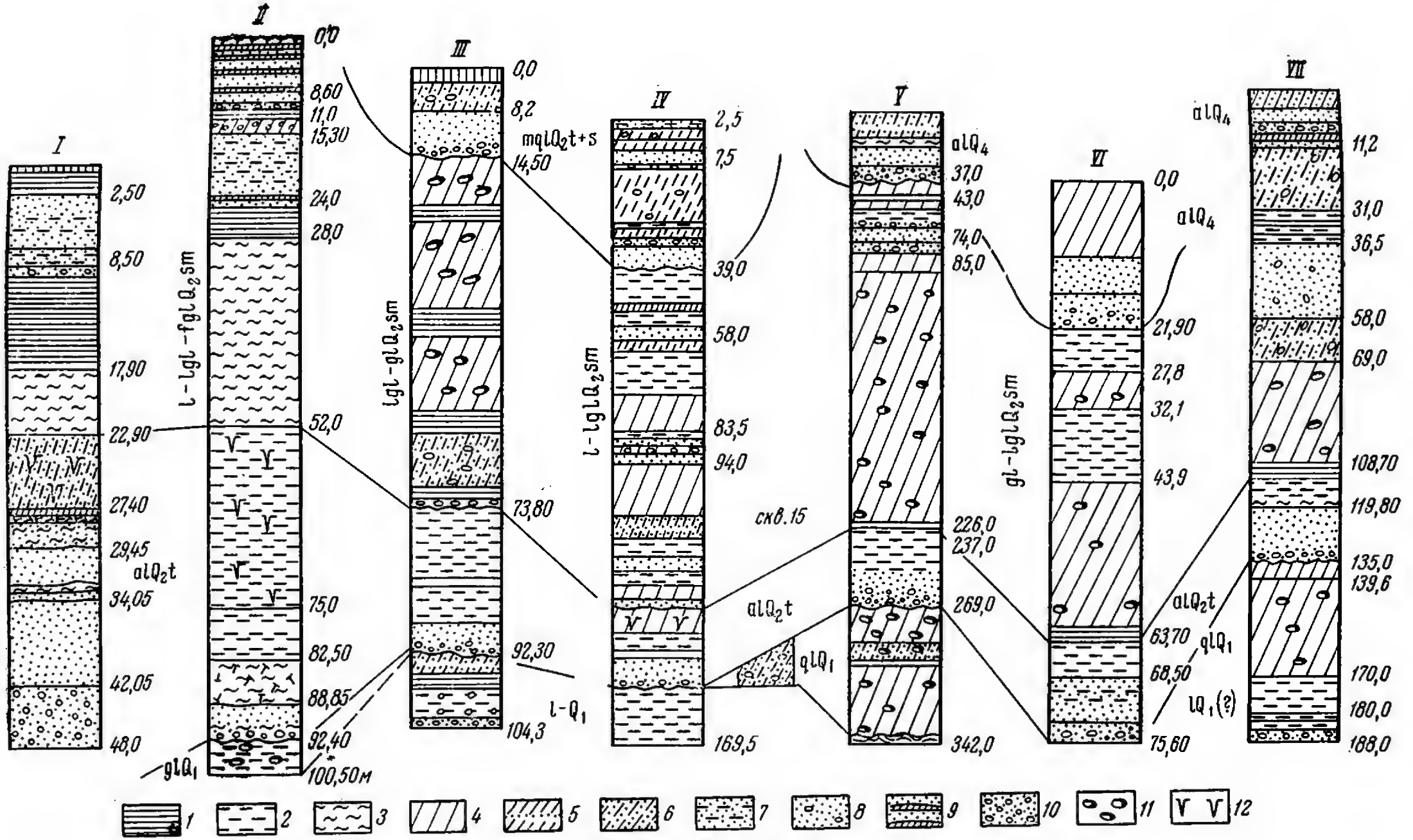


Рис. 1. Опорные геологические разрезы досамаровской серии отложений

I — Пантелеевский яр; *II* — Хахалевский яр; *III* — Завальный яр (скв. 6); *IV* — Белый яр (скв. 17); *V* — левый берег Енисея (5 *км* ниже с. Лебедь скв. 1); *VI* — низовья р. Сарчихи (Скв. 5); *VII* — р. Бахта (восточнее Бахтинского яра, скв. 3)

1 — глина; *2* — глина слоистая; *3* — иловатые суглинки и глины; *4* — суглинки глинистые; *5* — переслаивание суглинков, глин и песков, *6* — песчанистые суглинки и супеси; *7* — пески глинистые; *8* — пески косослоистые с галькой; *9* — переслаивание песков с суглинками; *10* — галечники; *11* — включения гравия, галек и валунов; *12* — криотурбационные явления

По мере накопления материалов по бурению выяснилось довольно локальное распространение досамаровских ледниковых осадков. Они установлены в непосредственной близости от западных отрогов Средне-Сибирского плоскогорья. Вдоль восточной окраины Западно-Сибирской низменности они прослеживаются примерно между Нижней и Подкаменной Тунгусками, проникая в глубь низменности, видимо, не далее 100 *км*.

В основании разреза досамаровской серии стратиграфически ниже древнеледниковых слоев залегает глинистая толща, выделенная нами в 1952 г. в белоярскую свиту (Архипов, Матвеева, 1964$_3$). Эти глины мощностью до 17 *м*, судя по их литологическому облику, текстурным особенностям, включением карбонатно-глинистых конкреций отлагались, видимо, в достаточно крупном, спокойном водном бассейне озерного или, быть может, даже эстуариевого типа. Своей коричневой окраской, ожелезнением, карбонатными конкрециями они очень резко отличаются от сероцветной толщи вышележащих пород антропогена. Возраст свиты не поддается точному определению. Но положение ее в разрезе и резкие литологические различия от вышележащих антропогеновых осадков позволяют отнести их к нижней половине нижнего плейстоцена и частично к концу плиоцена унифицированной схемы 1961 г. Следовательно, белоярская свита может оказаться в среднем (частично верхнем, а ее низы даже в нижнем) эоплейстоцене (см. рисунок).

Низы белоярских глин отлагались в обстановке довольно влажного, несколько прохладного климата. Об этом свидетельствует состав спорово-пыльцевых спектров лишь одного, самого нижнего образца (гл. 60 *м*). Количество пыльцы древесных пород здесь достигает 72%, из которых ели 25%, березы 69%, встречается пихта и ольха. Среди недревесной пыльцы наблюдается обилие разнотравья и сравнительно небольшое количество пыльцы лебедовых — всего 19%. Признаки постепенного похолодания и иссушения климата, устанавливаемые по спорово-пыльцевым данным, появляются выше по разрезу — у кровли глинистой толщи: постепенное неуклонное снижение количества пыльцы древесных пород и повышение пыльцы травянистых растений (в том числе и лебедовых). Тем не менее количество пыльцы древесных пород все время остается достаточно высоким, главным образом за счет пыльцы берез. Более отчетливо эти изменения можно проследить по спектрам из верхней части белоярских глин по разрезу Завального Яра (гл. 92—102 *м*). В полученных спектрах преобладает пыльца травянистых растений: лебедовых (до 68,5%), разнотравья, злаков, эфедры, морошки. Обнаружены споры лесных и арктических плаунов. В составе небольшого количества пыльцы древесных пород (в основном до 20%) преобладает пыльца берез обычно плохой сохранности. По размерам зерен, строению пор, толщине экзины эта пыльца часто совмещает в себе как признаки, характерные для древовидных, так и кустарниковых форм берез. Небольшое количество последней на приведенных диаграммах возможно связано с тем, что проводить разделение пыльцы берез плохой сохранности очень сложно. Все эти данные — безлесные или слабооблесенные (за счет березы) ландшафты с большим количеством в травяном покрове лебедовых, с участием эфедры, арктических, а иногда лесных видов плаунов, плаунка Selaginella selaginoides (L.) Link.— указывают на то, что климат времени накопления белоярских и древнеледниковых (верхняя часть белоярских слоев) отложений был достаточно сухой и холодный.

Еще выше по разрезу в осадках, залегающих в основании туруханской аллювиальной свиты, пыльцы травянистых растений еще достаточно много, несколько больше (55%), чем древесных. В составе последних преобладает пыльца березы (свыше 60%), отмечается пыльца хвойных

пород: иногда пихты (6%), затем ели (19%) и сибирского кедра. В составе пыльцы травянистых растений заметно убывает содержание лебедовых и увеличивается разнотравье.

Таким образом, конец белоярского и самое начало туруханского времени характеризуются достаточно суровыми климатическими условиями. Они были очень сходны — судя по палинологическим данным — с климатическими условиями начала накопления осадков самаровского холодного времени. В то же время они резко отличаются от теплых или умеренно теплых условий не только времени накопления основной массы туруханского аллювия (когда были развиты еловые или темнохвойные леса), но и от современных условий этого района (распространение среднетаежных лесов). Следовательно, время формирования аллювиальной свиты ограничено самаровским и нижнечетвертичным похолоданием климата. В свою очередь отрезок времени, в течение которого формировалась толща глин, предшествует, несомненно, досамаровскому оледенению.

Изложенные выше материалы позволяют выделить в досамаровской серии отложений снизу вверх белоярскую свиту, древнеледниковые слои и туруханскую свиту. В состав последней мы включаем завальноярскую свиту и верхнепантелеевскую подсвиту В. А. Зубакова ($1958_{1,2}$, 1961), рассматривая их как фации единой аллювиальной свиты. Древнеледниковые слои установлены нами под осадками туруханской свиты, а не внутри последней, как это следует из представлений В. А. Зубакова. Все эти вопросы стратиграфии досамаровской серии были подробно рассмотрены нами в работе 1964 г. (Архипов, Матвеева, 1964).

Развитие растительности и эволюции климата на протяжении досамаровского отрезка антропогена рисуются нам в следующем несколько схематизированном виде.

В белоярское время широким распространением пользовались открытые ландшафты. Сначала они чередовались с березово-еловыми лесами, произраставшими, по-видимому, по долинам рек. Позднее, в середине и конце белоярского времени, из состава лесов исчезает ель и появляются, по-видимому, тундровые ландшафты. Изменяется во времени и состав травянистой растительности. Первоначально открытые пространства населяли разнотравно-злаковые ассоциации с небольшим участием лебедовых. Затем появилась кустарничковая березка (?), начинают доминировать лебедовые, присутствуют эфедра и такие арктические формы, как Rubus chamaemorus L., Lycopodium pungens La Pyl., L. appressum (Desv) Petr., произрастающие соответственно на болоте и сухих каменистых участках. В то же время еще сохранились редкостойные березняки (возможно, типа колков) с лесными плаунами (Lycopodium clavatum L.) и плауном Selaginella selaginoides (L.) Link.

Как видно, климат белоярского времени, особенно его второй половины, был холодный и достаточно сухой.

В начале туруханского времени происходило постепенное расселение еловых или елово-березовых лесов на открытых безлесных пространствах, оставшихся в наследство от досамаровского ледникового этапа. В дальнейшем состав этих лесов менялся. Ель по отношению к березе в них занимала или первое, или второе место и существовала в таком соотношении без особых изменений до конца в целом теплого времени. Другие древесные породы (сибирский кедр, сосна, пихта) в туруханское время существенной роли не играли, встречаясь спорадически или в виде примеси. Исключением была лиственница, несомненно, участвовавшая в составе лесов. В некоторых случаях эти леса отступали, освобождая часть территории под открытые участки с обильным травяным покровом

и небольшим участием лебедовых. Возможно, подобные изменения в составе лесов и в степени облесенности следует связывать с некоторым кратковременным иссушением климата, после которого леса вновь наступали и существовали до конца туруханского времени, постепенно деградируя лишь с наступлением самаровского этапа.

Таким образом, ель и береза были основными компонентами в составе лесной растительности туруханского теплого времени, флористический состав которого был крайне беден. В связи с этим и количественное соотношение именно этих пород является важным фактором при восстановлении палеогеографической обстановки антропогена. Чем больше в составе спектрв пыльцы ели, тем, значит, мягче были климатические условия для этих широт. Наоборот, полное отсутствие в спектрах пыльцы ели свидетельствует о более холодном, может быть, суровом климате. Присутствие среди древесных пыльцы берез и трав, особенно лебедовых, полыней, эфедры, присутствие, главным образом, спор арктических видов плаунов, а иногда и сфагновых мхов свидетельствует о каких-то специфических, возможно, приледниковых ландшафтах. В них своеобразно сочетались в различных соотношениях бореальные, арктические и степные элементы растительности. Трудно представить, чтобы в это время могли произрастать высокоствольные березы. Скорее всего, это были низкорослые редкостойкие сообщества лесотундрового типа с кустарниковой березой и участием степных, болотных и арктических элементов. В литературе подобные ландшафты описаны Васьковским (1957) для Северо-Востока. В нашем районе такие ландшафты существовали в самаровское время и предположительно в древнее ледниковье.

Изложенные выше палинологические материалы заставляют признать существование такого состава растительности в течение досамаровского (средний — верхний эоплейстоцен) отрезка антропогена, в котором третичные экзоты и широколиственные породы уже отсутствовали. Единичные зерна пыльцы Juglandaceae, Tsuga sp., Ulmus sp., Tilia sp. и других, встречающиеся в спорово-пыльцевых спектрах из осадков досамаровской серии, являются переотложенными (Архипов, Матвеева, 1960, 1964; Матвеева, 1965). Существование этих видов несовместимо с арктическими видами плаунов, карликовой березой, морошкой, характеризующими ландшафты лесотундрового облика. Предполагать одновременное сосуществование растений, продуцирующих эту пыльцу, по нашему мнению, нет никаких оснований.

Геологические материалы в совокупности с палинологическими данными указывают на вероятное существование досамаровских ледников в приенисейской, окраинной зоне низменности.

Тем не менее нельзя не признать, что досамаровское похолодание изучено еще недостаточно. Соответственно и состав растительности этого отрезка времени выявлен лишь в общих чертах по небольшому количеству разрезов. Главное, что удалось нам установить,— это существование в начале антропогена не лесов с участием теплолюбивых флор, а безлесных (или слабооблесенных) пространств, с примесью в составе растительности достаточно холодостойких форм. Подобные ландшафты по палинологическим данным были свойственны также и времени накопления более молодых отложений ледникового генезиса. В то же время они резко отличались от лесов таежного типа, характерных не только разновозрастным межледниковьям антропогена, но и современным лесам среднетаежной зоны исследованного района. Это значит, что климат древнеледникового времени (верхняя пачка белоярских глин) был более сухой и холодный, чем во все последующие межледниковья. Он

был также более сухой и холодный, чем современный для района Енисейской депрессии.

Для Приуральской части Западно-Сибирской низменности геологические данные о древнем оледенении сведены в ряде обстоятельных работ Г. И. Лазукова (1961). Его представления подкрепляются последними работами тюменских геологов, выделивших древнеледниковые отложения под названием шайтанской свиты (Захаров, 1961). Однако выделение древнеледниковья в Приуральской части низменности не имеет достаточного палинологического подтверждения, и в ряде случаев сами геологические материалы спорны (Кузин, Рейнин, Чочиа, 1961).

В южной внеледниковой области Западно-Сибирской низменности прямых геологических материалов о древней морене не имеется. Но палинологические исследования последних лет выявляют колебания климата со значительным похолоданием в предтобольское время.

Среди этих работ наибольшее значение имеют палинологические исследования В. С. Волковой (1964). В низовьях Иртыша под толщей «диагональных» песков (тобольский горизонт унифицированной схемы, 1961) ею обнаружены нижнечетвертичные отложения, так называемая «семейкинская свита». В результате стратиграфический разрез четвертичных отложений в низовьях Иртыша у д. Семейки оказался принципиально сходным с приведенным выше для Енисея (Архипов, 1964). Тобольская (диагональные пески) и семейкинская свиты, залегающие под осадками самаровской ледниковой толщи, соответствуют туруханской и белоярской свитам. В обоих районах, на Иртыше и Енисее, аллювиальная свита диагональных песков тобольского или туруханского горизонтов содержит остатки млекопитающих тираспольского комплекса. Следовательно, похолодание климата приходится на вторую половину нижнего плейстоцена.

Значительный палинологический и геологический (Мартынов, 1962) материал накопился по древнечетвертичным отложениям центральных и юго-западных районов низменности. Так, Г. Ф. Букреевой (1964) выявлены существенные изменения растительности в период накопления кочковской и федосовской свит. Ею установлено, в частности, появление в определенный отрезок федосовского времени ксерофитной растительности с полынями и лебедовыми. Это можно принять за признак похолодания климата, соответствующий древнему досамаровскому похолоданию.

В этой же связи необходимо отметить палинологические материалы М. П. Гричук (1961), высказавшейся в пользу двухкратного похолодания климата в досамаровское время.

Все изложенное выше показывает, что палеогеография древнего оледенения остается во многих отношениях неясной. Неизвестны ни размеры, ни масштабы этого оледенения. Вместе с тем бесспорно установленными являются колебания климата в течение нижнего антропогена и его похолодание в предтобольское время. Следовательно, Западная Сибирь переживала древнеледниковый этап, хотя покровного оледенения на низменности скорее всего не образовалось. Возможно, что здесь уместна аналогия с сартанским оледенением, когда ледниковая шапка существовала лишь в горах Путорана, но ледниковое время четко проявилось в геологической летописи.

ЛИТЕРАТУРА

Архипов С. А. К стратиграфии четвертичных отложений Приенисейской части Западно-Сибирской низменности.— Докл. АН СССР, 1957, 116, вып. 1.

Архипов С. А. Стратиграфия четвертичных отложений, вопросы неотектоники и палеогеографии бассейна среднего течения Енисея.— Труды ГИН АН СССР, 1960, вып. 30.

Архипов С. А., Кинк Х. А. Краевая зона самаровского оледенения в приенисейской части Западно-Сибирской низменности. Сб. «Четвертичная геология и геофизиология Сибири».— Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1962, вып. 27.

Архипов С. А., Матвеева О. В. Спорово-пыльцевые спектры досамаровских отложений Приенисейской части Западно-Сибирской низменности.— Докл. АН СССР, 1960, 135, № 6.

Архипов С. А., Матвеева О. В. Досамаровская серия антропогена южной окраины Енисейской депрессии. Сообщение второе. Сб. «Геология четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности».— Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1964_1, вып. 29.

Архипов С. А., Матвеева О. В. Проблема корреляции аллювиальных и ледниковых отложений Западно-Сибирской низменности.— Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1964_2, вып. 44.

Архипов С. А., Матвеева О. В. Антропоген южной окраины Енисейской депрессии, 1962 г.— Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1964_3, вып. 33.

Букреева Г. Ф. К вопросу об эволюции растительности Восточной Барабы в неоген-четвертичное время, по данным палинологии.— В кн. «Тезисы докладов Всес. сов. по изуч. четверт. периода». Новосибирск, 1964.

Васьковский А. П. Краткий очерк растительности, климата и хронологии четвертичного периода в верховьях рек Колымы, Индигирки и на северном побережье Охотского моря.— В кн. «Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири». Изд-во МГУ, 1959.

Волкова В. С. Четвертичные отложения низовьев Иртыша и их биостратиграфическая характеристика. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1964.

Гричук М. П. Об основных чертах развития природы южной части Западно-Сибирской низменности и стратиграфическое расчленение четвертичных отложений.— Материалы Всес. сов. по изуч. четверт. периода, 1961, т. III.

Зубаков В. А. Стратиграфия четвертичных отложений долины р. Енисея в пределах ледниковой зоны. Автореф. канд. Л., 1958_1.

Зубаков В. А. Стратиграфия четвертичных отложений ледниковой зоны Приенисейской Сибири.— Докл. АН СССР, 1958_2, 119, № 4.

Зубаков В. А. Стратиграфия и палеогеография четвертичных отложений Приенисейской Сибири. Материалы Всес. сов. по изуч. четверт. периода, 1961, т. III.

Кузин И. Л., Рейнин И. В., Чочиа Н. Г. Основные черты палеогеографии четвертичного периода на территории Западно-Сибирской низменности в связи с вопросом об ее оледенениях.— Труды Всес. геол. ин-та, новая серия, 1961, 64.

Лазуков Г. И., Соколова Н. С. Основные особенности палеогеографии бассейна Нижней Оби в четвертичном периоде.— Материалы Всес. сов. по изуч. четверт. периода, 1961, т. III.

Левина Т. П. Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений из приледниковой зоны самаровского оледенения (бассейн Енисея).— В кн. «Систематика и методы изучения ископаемых пыльцы и спор». М., Изд-во «Наука», 1964.

Мартынов В. А. О нижней границе четвертичной системы южной части Западно-Сибирской низменности.— Труды Сиб. научно-исслед. ин-та геологии, геофизики и мин. сырья, 1961, вып. 24.

Матвеева О. В. Основные спорные вопросы применения спорово-пыльцевого анализа для расчленения антропогеновых отложений Западной Сибири.— Труды Всес. сов. по изуч. четверт. периода, 1965, т. I.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

1967 № 33

А. В. ШЕР

ИСКОПАЕМАЯ САЙГА НА СЕВЕРЕ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ И АЛЯСКЕ

Почти сто лет назад стало известно, что сайга, обитающая сейчас в степях и полупустынях Нижнего Поволжья и Казахстана, в плейстоцене жила далеко на севере Азии, в Якутии (Черский, 1876). С тех пор сделано более десятка новых находок ископаемой сайги в Сибири, но истолкование палеогеографического смысла этих находок все же вызывает затруднения. Какими должны были быть природные условия, позволявшие обитать на севере этому очень высокоспециализированному животному, имеющему целый ряд приспособлений для жизни на сухих равнинах юга? Была ли сайга постоянным членом мамонтовой фауны (верхнепалеолитического комплекса) или обитала в северных районах только в какое-то определенное время?

Ранние находки остатков сайги не могли ответить на эти вопросы — почти все они не имели точной геологической привязки, да и стратиграфия четвертичных отложений Сибири практически не была разработана. Неправильная трактовка смысла находок южной «теплолюбивой» фауны, и в первую очередь сайги на севере Азии привела И. Д. Черского (1891) к гипотезе теплого климата Сибири в плейстоцене. На той же точке зрения стоял и И. Г. Пидопличко (1951, 1954), считавший находки остатков сайги доказательством простирания зоны степей в четвертичном периоде вплоть до северной Якутии и Чукотки.

В последние годы начинает проясняться картина плейстоценового климата и растительности Сибири. Появились и датированные находки остатков сайги. В настоящей статье делается попытка оценить значение этих находок в свете современных данных, а также рассмотреть возникшие попутно палеонтологические вопросы: о систематическом положении ископаемой сайги из Сибири, ее связи с другими видами и т. п.

Автор глубоко благодарен В. И. Громовой, Э. А. Вангенгейм и К. К. Флерову за большую помощь в процессе работы над статьей, а также сотрудникам музеев, в которых изучался ископаемый материал по сайге.

АРЕАЛ ИСКОПАЕМОЙ САЙГИ В СИБИРИ

В 1876 г. И. Д. Черский описал одну из первых находок сайги в Сибири. Он же в 1891 г. сделал первый обзор известных к тому времени 12 местонахождений ископаемой сибирской сайги. Среди них особенный интерес вызвали находки русских полярных экспедиций на крайнем севере Азии — в устье р. Оленек и на Новосибирских островах. Эти находки подтвердили, что в плейстоцене сайга достигала крайних северных пределов азиатского материка и даже выходила на затопленный ныне шельф. В 20—30-х годах нашего века появились первые датированные находки сайги в Сибири. Они были приурочены в основном к па-

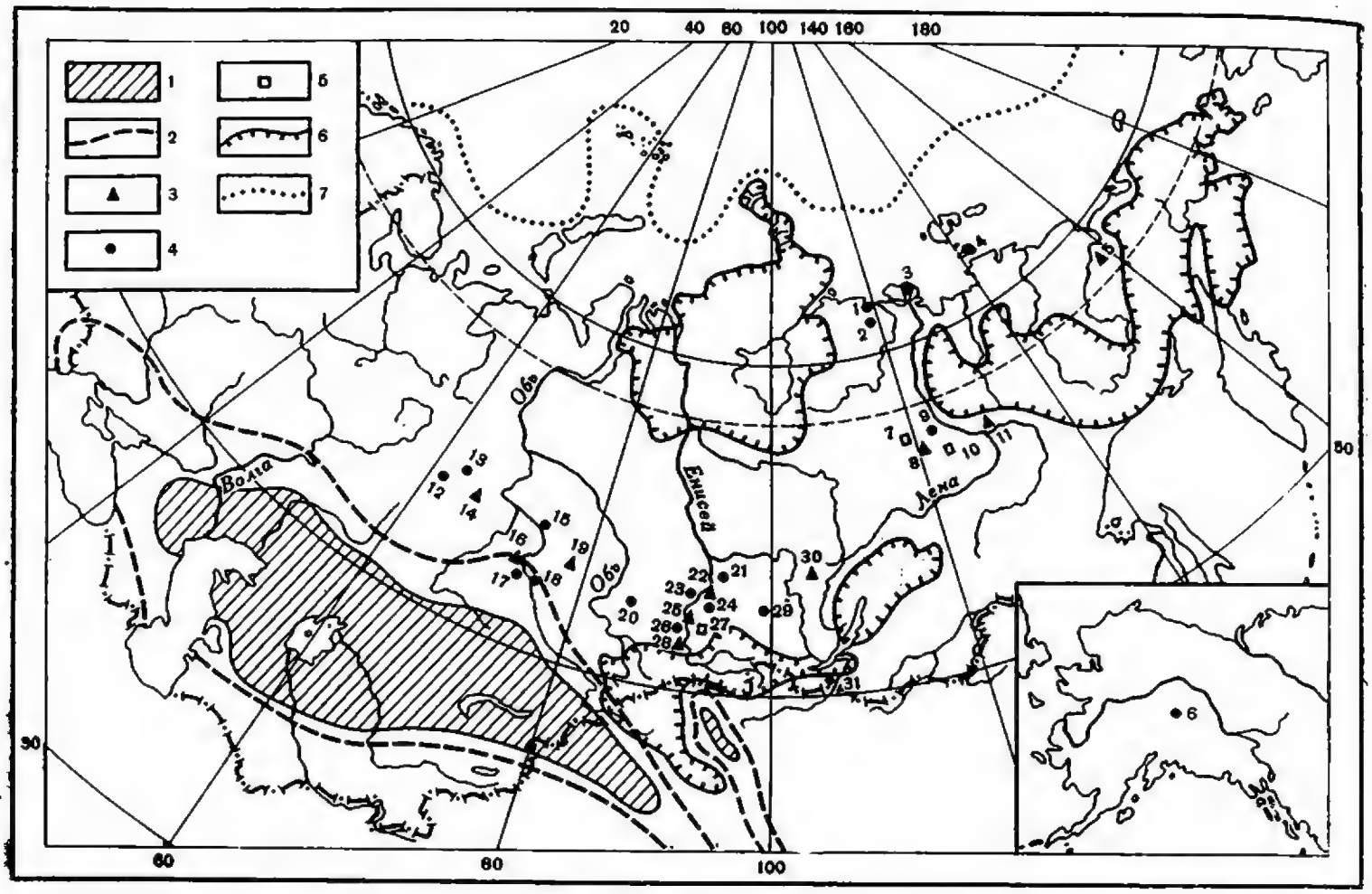


Рис. 1. Схема распространения ископаемых находок сайги и ее современный ареал

1, 2 — ареал сайги (Банников и др., 1961): *1* — современный, *2* — в историческое время; *3—5* — ископаемые находки: *3* — с ясным геологическим возрастом, *4* — без ясного геологического возраста, *5* — без точного указания местонахождения; *6* — основные области распространения равнинных и горных ледников в Восточной Сибири в зырянское время; *7* — граница шельфа Северного Ледовитого океана

леолитическим стоянкам в долине Енисея, выше Красноярска. Описание геологических условий стоянок и их датировка были сделаны в обобщающей работе В. И. Громова (1948). В 1937 г. было сообщено о первой (и пока единственной) достоверной находке сайги на Аляске (Frick, 1937).

Карты находок ископаемой сайги в Сибири, сделанных до 1960 г., были опубликованы Э. А. Вангенгейм (1961) и А. Г. Банниковым с соавторами (1961).

В последние годы появилось несколько датированных местонахождений сайги: на Иртыше, на Тоболе, в Минусинской котловине, на Вилюе, на Тумаре (приток Алдана). В 1964 г. автору удалось найти в отложениях первой надпойменной террасы Колымы (в ее нижнем течении) фрагмент черепа сайги с роговыми стержнями, обломок нижней челюсти и резец, принадлежащие по крайней мере двум особям различного индивидуального возраста. Список находок сайги в Сибири за пределами современного ареала приведен в табл. 1.

Нанесенные на карту около 30 находок ископаемой сайги в Сибири (рис. 1) показывают, что ее ареал протягивался от степей Казахстана до арктических тундр Северо-Востока. Наиболее многочисленные ископаемые находки группируются в полосе между 50° и 60° с. ш., вытянутой от Центрального Урала до Байкала на 2800 *км* и занимающей юг Западной и Средней Сибири. Обращает на себя внимание тот факт, что этот пояс располагается параллельно северной границе современного ареала сайги.

Таблица 1

Находки ископаемой сайги в Сибири и на Аляске

№ на рис. 1	Местонахождение	Геологические условия	Что найдено	Коллектор, год сбора	Место хранения, литература
1 *	Устье р. Оленек	—	Лобная кость с роговыми стержнями	А. А. Бунге	ЗИН № 7776
2 *	Река Буолкалах, левый приток р. Оленек	«Между речными валунами»	Мозговая коробка с роговыми стержнями	Э. В. Толль, 1895	ЗИН № 7777
3 *	Дельта Лены, проток Логоё выше с. Хайга-Лах	—	Мозговая коробка со стержнями рогов	Романов, 1925	ЗИН № 13636
4	Остров Большой Ляховский	—	Астрагал и две первые фаланги	А. А. Бунге, 1886	ЗИН № 4223, 4229, 4230 Черский, 1891
5 *	Правый берег Колымы в 28 *км* выше пос. Колымская	Пески I террасы, конец верхнего плейстоцена	Фрагмент черепа с роговыми стержнями, обломок нижней челюсти	Автор, 1964	ГИН № 761—1/1320
6 *	Аляска, район Фэрбенкса, Лилиан Крик	—	Фрагмент черепа с роговыми стержнями	1930	Амер. музей естеств. истории, № 30495 Frick, 1937
7 *	Территория быв. Вилюйского округа	—	Фрагмент черепа с роговыми стержнями	Получен. И. А. Дуброво из музея г. Вилюйска	ПИН № 731—2
8	Левый берег Вилюя в 29 *км* выше г. Вилюйска	Покровные отложения, верхний плейстоцен	Фрагмент черепа	М. Н. Алексеев, 1957	ПИН № 750
9	Вилюй, 63°45′ с. ш., 121°42′ в. д.	«Наносные отложения»	Фрагмент черепа с роговыми стержнями	—	Черский, 1876
10 *	Р. Вилюй у г. Вилюйска	—	Фрагмент черепа с роговыми стержнями	П. Ф. Теплов, 1904	МГРИ № 1595 Павлова, 1910
11 *	Р. Тумара (приток Алдана) в 40—45 *км* выше устья	I терраса, высота 25—30 *м*	Фрагмент черепа с роговым стержнем	Е. М. Катасонов	ГИН № 551/4
12	Березовское, Прикамавский приск (севернее Свердловска)	—	Лопатка	—	Черский, 1891
13	Р. Салаирка (приток Туры) в 50 верстах от Тюмени	—	Лобная кость с роговыми стержнями	И. Я. Словцов, 1883	ЗИН № 3383 Черский, 1883
14	Правый берег р. Тобол у с. Худяково	III терраса, тазовские отложения	Зуб нижней челюсти	Ф. А. Каплянская, 1961	ГИН № 579 Каплянская и др., 1964
15	Р. Иртыш у с. Екатерининское (устье р. Тара)	—	Задняя часть черепа, три роговых стержня	П. Драверт	ПИН № 5
16	Р. Иртыш у с. Черемуховское (в 12 *км* от Омска)	Конец верхнего плейстоцена — голоцен	Астрагал, обломки метаподий	Р. А. Зинова, 1961	ГИН № 558/22
17	Омск (окрестности)	«Речные наносы»	Мелкие кости конечностей		Черский, 1876
18	Омск	«Глубина 5 саженей»	Роговой стержень с частью лобной кости	В. Мочульский	ЗИН № 3761 Черский, 1876
19	Р. Омь у с. Вознесенское	I тысячелетие н. э.	—	В. И. Громов	Громов, 1940
20	Р. Иня, приток Оби в 1,5 *км* к югу от Салаирска	«Лёссовидный суглинок, покрывающий золотоносный пласт»	Череп	Ф. Брусницын	Черский, 1891
21 *	Левый берег р. Енисей в 20 *км* ниже Красноярска	—	Мозговая коробка с роговыми стержнями	В. И. Громов, 1924	ЗИН № 14585
22	Афонтова гора II (Красноярск)	Нижние слои	Кости конечностей, челюсти, рога Череп с роговыми стержнями	В. И Громов	Громов, 1948
23	Афонтова гора (Красноярск)	—	Две фаланги	И. Савенков, 1885	ЗИН № 20324

Таблица 1 (окончание)

№ на рис. 1	Местонахождение	Геологические условия	Что найдено	Коллектор, год сбора	Место хранения, литература
24	Окрестности Красноярска	«Нанос»	Череп	1885	Черский, 1888
25	Батеневские стоянки, р. Енисей в 150 *км* ниже Минусинска	Палеолитическая стоянка Таштык	—	—	Громов, 1948
26	Р. Узунжул, приток Абакана	—	Череп	—	Черский, 1888
27	Енисейский окр., прииск Михайловский, р. Айдарах	—	Роговой стержень с лобной костью	Е. Л. Ружецкий	ЗИН № 15097
28	Р. Аскиз в 2 *км* выше впадения в р. Абакан	Обрыв террасы, бурые суглинки, верхний плейстоцен	Фрагмент черепа с роговым стержнем	О. А. Раковец, 1963	ГИН № 661
29	Нижнеудинская пещера	Верхняя неслоистая пачка (переотложен)	Роговой стержень с частью лобной кости и куском кожи	И. Д. Черский, 1875	Черский, 1876
30	Р. Илим, приток Ангары	I надпойменная терраса, глубина 4,0—6,5 *м*	Часть черепа и рога	Э. И. Равский	Равский, 1959
31	Р. Селенга	Переотложен	—	—	Громов, 1948

— Отмечены остатки, промеры которых приведены в табл. 2.

Вторая группа находок, значительно меньшая по количеству,— на Центрально-Якутской низменности, между 60° с. ш. и Полярным кругом. И, наконец, самые северные и одновременно наиболее восточные находки сделаны на Северных приморских низменностях. Эта часть ареала вытянута узкой полосой вдоль побережья Северного Ледовитого океана на 2000 *км*; все находки расположены за Полярным кругом. К этому району тяготеет и аляскинская находка.

Все три группы находок приурочены к сравнительно слабо расчлененным низменным или предгорным районам и отвечают, по-видимому, участкам наиболее благоприятных условий для обитания сайги.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НАХОДОК ИСКОПАЕМОЙ САЙГИ В СИБИРИ

Преобладающее число находок сайги в Сибири, как правило, вообще не датировано. Однако при рассмотрении даже немногих датированных находок выявляются интересные закономерности. Наиболее древняя по возрасту находка остатков сайги известна с реки Тобол (Каплянская и др., 1964). Здесь, в отложениях III надпойменной террасы, кроме сайги были найдены остатки мамонта раннего типа, носорога, крупных лошадей и бизонов, северного оленя, овцебыка и других животных. Спорово-пыльцевые спектры рисуют растительность холодную и сухолюбивую, говорят о господстве ассоциаций холодной степи и лесотундры. В спектрах преобладает травянисто-кустарничковая растительность, среди которой на первом месте стоят лебедовые и полынь. Возраст холодной толщи III террасы авторы определяют как тазовский.

Датированные остатки сайги известны в енисейских палеолитических стоянках. Впервые геология енисейского палеолита была подробно рассмотрена В. И. Громовым (1948).

В работах последних лет (Равский, Цейтлин, 1965) рассматривается палеогеография отдельных этапов верхнего палеолита Енисея и возраст его на основании радиоуглеродных дат определяется временем сартанского оледенения.

Характерно, что если верхнепалеолитическая фауна встречается почти во всех стоянках, то сайга в ее составе появляется только в нижних культурных горизонтах Афонтовой горы II и в стоянке Таштык (Батеневская группа). Нижние слои Афонтовой горы II отмечают самое начало сартанского оледенения. В то время (около 20 тыс. лет назад) здесь существовали открытые ландшафты тундростепи. Кроме сайги, из этого местонахождения извлечены остатки северного и благородного оленя, сибирской косули, сибирского козерога, аргали, первобытного зубра, волка, лисицы, песца, медведя, пещерного льва, лошади, кулана, мамонта, зайца, полевки-экономки, узкочерепной полевки и птиц (Громов 1948). Обращает на себя внимание преобладание в этом комплексе животных открытых пространств, хотя некоторую роль играют и лесные формы. Равский и Цейтлин считают эти формы реликтом палеогеографической обстановки каргинского времени, когда в Приенисейской Сибири господствовала лесная растительность. Наличие горных животных в комплексе фауны Афонтовой горы II подчеркивает близость саянских предгорий.

Культурные слои стоянки Таштык, залегающие в средней части осадков пойменной фации аллювия II террасы, отложены, по-видимому, в середине первой фазы сартанского оледенения. По мнению указанных авторов, это время характеризовалось чрезвычайно сухим и холодным климатом, окружающий ландшафт представлял собой сухие степи. Радиоуглеродная датировка древесных углей из примерно одновозрастных стоянок Кокоревской группы дает цифры порядка 13—15 тыс. лет. Вместе с сайгой из слоев стоянки Таштык извлечены остатки северного оленя, быка (?), благородного (?) оленя, мамонта, волка, зайца, барана (аргали?) и лошади (Громов, 1948).

Сайга, найденная в 1957 г. на р. Вилюй, находилась в покровных делювиально-солифлюкционных отложениях, относимых к верхнему плейстоцену (Алексеев, 1961). В этих отложениях кроме сайги встречены типичные представители верхнепалеолитического комплекса фауны: мамонт, шерстистый носорог, северный олень, лошадь, бизон, а также лось. Спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о господстве пыльцы травянистой растительности (до 80—90%) с участием степных элементов (полынь). Участие древесной пыльцы крайне незначительно.

Восточнее, в долине р. Тумары (приток Алдана), фрагмент черепа сайги найден в отложениях I надпойменной террасы, представленных суглинками с ледяными жилами. Там же найдены остатки мелкой формы мамонта. Эти отложения также относятся к верхнему плейстоцену.

В бассейне Ангары, в отложениях I надпойменной террасы р. Илим остатки сайги найдены вместе с остатками оленя и лошади. Возраст этих отложений — сартанский (Равский, 1959).

Находки сайги на Иртыше (Р. А. Зинова) и в бассейне Абакана (О. А. Раковец) также имеют верхнеплейстоценовый возраст, причем первая находка, по-видимому, относится к самому концу плейстоцена.

В низовье Колымы остатки сайги были найдены на осыпи I надпойменной террасы. Спорово-пыльцевой спектр отложений террасы говорит об обедненной растительности тундрового типа (сейчас в этом районе развиты лиственничные леса). Кроме сайги, здесь найдены остатки лошади, северного оленя, бизона, мамонта, зайца. Характерно, что лошади и бизоны в этой толще представлены сильно измельчавшими карликовыми формами, имевшими, однако, сравнительно стройные конечности. Очевидно, эти животные обитали здесь в довольно позднее время, в условиях открытых пространств и сравнительно твердого грунта. Накопление аллювия I надпойменной террасы происходило, по-видимому, в самом конце верхнего плейстоцена или даже на рубеже голоцена,

когда еще сказывалось похолодание, вызвавшее к жизни последнюю, каровую стадию оледенения Чукотки, а в более западных районах — оледенение, именуемое сартанским.

Подводя итоги обзору датированных находок сайги в Сибири, нужно отметить следующее:

1. Подавляющее большинство находок имеет верхнеплейстоценовый возраст; лишь находка на р. Тобол датируется концом среднего плейстоцена.

2. Если датировки достаточно детальны, выясняется, что сайга жила во время тазовского оледенения (в Западной Сибири) и во время сартанского оледенения (в Восточной Сибири). Уверенных зырянских находок сайги пока не имеется, однако не исключено, что часть недатированного материала имеет зырянский возраст.

3. Там, где отложения охарактеризованы палеоботанически, оказывается, что в эпоху обитания сайги была распространена безлесная растительность с участием степных ксерофитных элементов, более холодолюбивая, чем современная.

ЭКОЛОГИЯ СОВРЕМЕННОЙ И СИБИРСКОЙ ИСКОПАЕМОЙ САЙГИ

Современный ареал сайги охватывает почти всю Прикаспийскую низменность, плато Устюрт, Приаралье, Казахский мелкосопочник и Голодную Степь, Восточный Казахстан вплоть до предгорий Джунгарского Алатау, Тарбагатая и Алтая (см. рис. 1). Для этих районов характерен чрезвычайно резко континентальный климат. Лето жаркое и сухое, средняя температура июля в районах обитания сайги составляет 22—28°. Зима отличается суровостью (средняя температура января минус 6—16°), однако в центре и на севере ареала случаются морозы до —45°). К концу декабря на большей части этой территории среднесуточная температура переходит через —10°. Вообще в году наблюдается всего 130—180 безморозных дней (последняя цифра для южной границы ареала).

Осадков очень мало — 100—300 *мм* в год. Снежный покров весьма маломощный; на большей части ареала максимальная мощность снега 10—30 *см*, а на юге — менее 10 *см*.

Сайга полностью приспособлена к такому суровому климату. Все ее поведение и привычки очень закономерны[1]. Прежде всего, это типичное животное плоских открытых равнин. Лишь изредка зимой сильные ветры заставляют ее искать убежище в неровностях рельефа и кустарниках. В обычное же время сайга избегает всего, что может препятствовать ее быстрому бегу, в том числе даже небольших холмов и зарослей кустарников. Это объясняется в первую очередь тем, что бегает сайга очень быстро и не может на ходу значительно менять направление, бежит по прямой или по очень пологой дуге.

С особенностями передвижения сайги связано и то, что она обитает на участках с твердым плотным грунтом и совершенно не переносит глубокого снежного покрова. Даже 20-сантиметровый слой снега уже вызывает трудности при передвижении сайги, а также при добыче корма. Обильные снегопады — одна из основных причин зимних миграций сайги. С другой стороны, некоторое количество снега необходимо сайге для питья, и в бесснежье при морозной погоде сайга мигрирует, наобо-

[1] Экологии сайги посвящено много работ. Здесь использованы основные из них (Банников и др., 1961; Верещагин, 1959; Соколов, 1953, 1959).

рот, в поисках снега (Верещагин, 1959). По-видимому, оптимальным для сайги является именно очень маломощный снежный покров в 10—20 *см*.

Огромное значение снежному покрову в жизни сайги придает А. Н. Формозов (1946). Он считает сайгу типичным представителем хионофобов, т. е. животных, избегающих снега. Конечности сайги с узкими, тесно сдвинутыми копытами совершенно не приспособлены для передвижения по рыхлому снегу. По мнению А. Н. Формозова, в ледниковый период хионофобные животные, и в первую очередь сайга, мигрировали к югу под влиянием увеличения снежности[1]. Появление рыхлого снежного покрова было основным фактором вымирания многих плейстоценовых животных.

Питание сайги состоит из сухолюбивых степных и полупустынных растений. По исследованиям А. Г. Банникова и его соавторов (1961), на правобережье Волги основными кормами сайги являются прутняк, черная и белая полынь, эфедра, лишайники, анабазис, птичий горец, пырей. Очень интересно изучение роли отдельных растений в питании сайги с учетом количества съеденной растительной массы каждого растения в желудках животных. Подсчеты показали, что на первом месте по значению стоят злаки (пырей, типчак, ковыль, полевичка), на втором — прутняк, на третьем — лишайники, далее по убывающему значению следуют эфедра, солянки, полынь, разнотравье и эфемеры (Банников и др., 1961).

Многие исследователи (И. И. Соколов, Н. К. Верещагин и др.) подчеркивают, что вытеснение сайги в полупустыню происходит под влиянием человека. Исконными же угодьями сайги в историческое время были типчаково-ковыльные степи.

Итак, сайга приспособлена к быстрому бегу по поверхности с ровным рельефом и твердым грунтом, к питанию жесткими травами, лишайниками и солянками, т. е. не очень прихотлива в выборе корма.

Специфические условия местообитания и образ жизни сайги не могли не найти отражения в ее скелете, органах передвижения и дыхания. А. Г. Банников и другие (1961) говорят о своеобразном строении конечностей сайги как отражении резко выраженной специализации к бегу по прямой на равнине. Необычное устройство дыхательного аппарата, расширение нижнего носового хода и соответственное этому изменение строения лицевого отдела черепа по сравнению с систематически близкими животными — адаптивная черта того же направления. Она также подчеркивает способность сайги к быстрому длительному бегу по равнине. Н. К. Верещагин (1959) отмечает, что уже бинагадинская ископаемая сайга, датируемая рисс-вюрмом (а по другим воззрениям — миндель-риссом), судя по строению конечностей, обладала не меньшей скоростью бега, чем современная. А. Г. Банников и другие (1961) считают своеобразие дыхательных органов сайги древним признаком, выработанным при обитании в сходных ландшафтных условиях в течение очень длительного времени.

Для нас это очень важно. Несмотря на то, что до сих пор почти неизвестны находки полных черепов ископаемой сайги (с лицевой частью), можно все же полагать, что сайга, и в древности бывшая степным животным, в ледниковое время смогла приспособиться к новым условиям без существенных морфологических изменений. В послеледниковое вре-

---

[1] Как будет показано ниже, для Сибири верхнеплейстоценовое ледниковье характеризовалось ксерофитизацией климата и ландшафтов, и сайга, напротив, мигрировала в это время к северу.

мя сайга также без заметных изменений приспособилась к современным условиям сухих степей.

Таким образом, существование этого высокоспециализированного животного, с целым рядом экологически обусловленных особенностей организма в течение четвертичного периода, позволяет говорить о преемственности палеогеографических условий местообитаний сайги. В чем могла заключаться эта преемственность?

Видимо, в первую очередь, это те же жизненно необходимые для сайги факторы:

1. Равнинность рельефа.
2. Сухость, выражавшаяся в плотности грунта.
3. Малая мощность снежного покрова.

Очевидно, что и в плейстоцене сайга избегала горного, резко пересеченного рельефа. Это подтверждается географией находок ископаемой сайги: равнины юга Западной Сибири и Предсаянья, Центрально-Якутская низменность, низменности побережья Северного Ледовитого океана. В совокупности эти районы представляют собой пояс перигляциальных равнин Сибири, расположенный между областями покровного оледенения Западной и Средней Сибири и горного оледенения юга Сибири и Северо-Востока (см. рис. 1).

В плейстоцене, как и в настоящее время, сайга не могла передвигаться по вязкому болотистому грунту или глубокому снегу. Однако неверно было бы предполагать тождественность палеогеографических условий древнего и современного ареалов сайги. Современные данные о плейстоценовых климатах Сибири не позволяют предполагать наличие жарких и сухих периодов. Но среди климатических приспособлений сайги мы видим одно очень важное — приспособление к большому диапазону температуры. Климатические условия древнего ареала могли, следовательно, отличаться от современных прежде всего значительно более низкими температурами. Таким образом, климат времени обитания сайги на севере Сибири можно представить себе как холодный и сухой с малой мощностью снежного покрова.

Именно таким представляется в свете последних исследований климат некоторых этапов четвертичной истории перигляциальной зоны Сибири. По материалам Р. Е. Гитерман (1963), для перигляциальной зоны Якутии холодный и сухой климат и растительность тундро-степного ксерофитного облика были характерны во время зырянского и сартанского оледенений. Целый комплекс специфических перигляциальных явлений в верхнеплейстоценовых отложениях Сибири (трещинно-жильные льды, криотурбации и т. д.) говорит о холодном резко континентальном климате этого времени.

Рассматривая территорию Восточной Сибири в целом, Л. В. Голубева (1964) отмечает, что для первой половины зырянского времени были характерны перигляциальные ландшафты типа тундры с широким развитием кустарниковой березки, а местами и лесотундровые. Для второй же половины зырянского времени на всем протяжении Восточной Сибири отмечаются ландшафты типа холодной степи с преобладанием полыней, злаков и лебедовых и участием плаунка Selaginella sibirica. В сартанское время на территории Восточной Сибири также господствовали перигляциальные ландшафты с преобладанием степных элементов.

Обобщая результаты большого объема палеоботанических исследований, М. П. Гричук (1964) пишет о том, что холодный и сухой климат вообще характерен для второй половины ледниковых эпох (криоксеротическая фаза). Эта закономерность прослеживается на всей территории СССР.

Однако в Восточной Сибири с ее континентальным положением ксерофитизация климата проявилась особенно четко. По приводимым разными исследователями материалам, в конце зырянской эпохи перигляциальные холодные степи формировали особую ландшафтную зону, занимавшую пространство современных зон полупустыни, степи, тайги, тундры и лесотундры.

Именно этот широкий пояс перигляциальных ландшафтов и позволил такому специфическому животному, как сайга, распространиться так далеко к северу. Обращает на себя внимание совпадение состава растительных группировок перигляциальных степей и списка основных растений, поедаемых современной сайгой,— злаки, полыни, лебедовые, лишайники. Обилие кормов и достаточно твердые грунты, связанные с холодным и сухим климатом, вызвали сравнительно быстрое расселение сайги в пределах перигляциальной зоны.

Мигрируя на северо-восток, сайга не преодолевала горных сооружений. Ее путь проходил по крупным долинам и предгорным равнинам, достаточно ровным, с одной стороны, и достаточно сухим, с другой. По-видимому, именно несколько бóльшая влажность климата (скорее всего, более снежные зимы) были причиной того, что сайга не заходила далеко на север в Западной Сибири.

В Восточной Сибири наиболее благоприятными для обитания сайги районами были равнины Центрально-Якутской низменности и Северных приморских низменностей. Последние в то время были значительно шире и охватывали, возможно, все пространство современного шельфа. По этим приморским низменностям сайга расселилась особенно широко и проникла даже на Аляску. По находке, описанной Фриком (Frick, 1937), можно с достаточной уверенностью говорить о соединении Аляски и Чукотки равнинной сушей, занятой в то время, по-видимому, теми же перигляциальными ландшафтами. Судя по полной идентичности колымской и аляскинской сайги, можно предполагать, что время перехода ее через Берингийскую сушу — конец верхнего плейстоцена. Однако дальше Приморской низменности и крупных речных долин (Юкон, Танана) сайга, очевидно, не смогла проникнуть на американский континент. Ей преградили путь горные хребты и, вероятно, быстрое нарастание мощности снежного покрова.

Каргинское потепление климата и увеличение влажности сайга еще смогла пережить на равнинах Северо-Востока Азии, хотя условия ее обитания в это время были, несомненно, менее благоприятны. Возрастание влажности (снежности зимой и заболоченности летом) в послеледниковое время привело к тому, что сайга вымерла в этих районах в начале голоцена.

Таким образом, геологические датировки местонахождений сайги в Сибири хорошо согласуются с имеющимися материалами по плейстоценовой геологии района. Распространение сайги далеко на север было вызвано своеобразными перигляциальными условиями в верхнем плейстоцене. Ископаемая сайга может служить надежным индикатором этих условий, характерным для второй половины верхнего плейстоцена (в Восточной Сибири).

СИСТЕМАТИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ИСКОПАЕМОЙ САЙГИ ИЗ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

В современных геологических работах все остатки сайги из Восточной Сибири относят обычно к виду Saiga tatarica (Громов, 1948; Вангенгейм, 1961; Алексеев, 1961). В справочнике «Основы палеонто-

логии. Млекопитающие» (1962) кроме типичного вида Saiga tatarica упоминается только Saiga prisca Nehr. из плейстоцена Западной Европы. Однако сравнение костных остатков ископаемой сибирской сайги и современной сайги из Прикаспия говорит о более архаичном строении черепа первой и принадлежности ее к самостоятельному ископаемому виду. Как будет показано ниже, сибирская ископаемая сайга весьма близка к ископаемому виду с Аляски Saiga ricei Frick, впервые упоминаемому в работе американского палеонтолога Фрика (Frick, 1937). Однако видового описания, сравнения и диагноза Saiga ricei Фрик не приводит, в связи с чем придется остановиться на характеристике этого вида подробнее.

Saiga ricei Frick

Colus saiga; Черский, 1891, стр. 263—268
Saiga tatarica; Павлова, 1910, Громов, 1948, Равский, 1959, Вангенгейм, 1961
Saiga ricei, Frick, 1937, стр. 546.
Saiga borealis; Верещагин, 1959, стр. 441 — 443
Saiga tatarica borealis; Банников и др., 1961

Голотип. Задняя половина черепа с роговыми стержнями, принадлежащая молодой особи из четвертичных отложений района Фэрбенкса, Лилиан Крик. Изображен в работе: Frick, 1937. Коллекция Американского Музея Естественной Истории, № 30495.

Диагноз. Череп относительно узкий в глазницах, лобно-теменная часть удлинена, зароговый отдел слабо опущен, роговые стержни сильно изогнуты назад.

Материал. Кроме рисунков голотипа с Аляски восемь лобно-затылочных фрагментов с роговыми стержнями из Восточной Сибири.

Низовье Колымы. Фрагмент черепа, принадлежащий молодой особи (1,5—2 года). Нижняя часть затылка и кончик левого рогового стержня обломаны. Изображен на рис. 2. ГИН АН СССР № $\frac{761\text{-}1}{1320}$.

Устье р. Оленек. Фрагмент черепа. Затылочная часть обломана. Вероятно, молодая особь с очень короткими роговыми стержнями. ЗИН № 7076.

Река Буолкалах, приток реки Оленек. Фрагмент черепа взрослой особи. Левый роговой стержень обломан. ЗИН АН СССР № 7077.

Дельта Лены. Фрагмент черепа взрослой особи. ЗИН АН СССР № 13636.

Вилюйский округ. Фрагмент черепа взрослой особи с обломанной зароговой частью. ПИН АН СССР № 731 — 2.

Река Вилюй у г. Вилюйска. Фрагмент черепа, принадлежащий сравнительно крупной взрослой особи. Кончики роговых стержней обломаны. МГРИ № 1595.

Река Тумара (приток Алдана). Фрагмент черепа с роговым стержнем. ГИН № 551/4.

Левый берег Енисея в 20 *км* ниже Красноярска. Правая половина лобно-теменной части с обломком рогового стержня. ЗИН № 14585.

Материал, хранящийся в Палеонтологическом, Геологическом и Московском Геологоразведочном институтах, а также современные черепа из коллекций Зоологического музея МГУ промерены автором по описываемой ниже методике. Голотип с Аляски промерен автором по серии масштабных рисунков в работе: Frick, 1937. Черепа из колекции Зоологического института промерены по той же методике М. В. Пятаковой.

Местонахождение и геологический возраст. Вторая половина верхнего плейстоцена Восточной Сибири и Аляски.

Методика измерений. При измерении черепов ископаемой Saiga ricei и современной Saiga tatarica были использованы некоторые промеры, предложенные И. Д. Черским (1876), а также ряд новых промеров. Поскольку в ископаемом состоянии сохраняется обычно только лобно-теменная часть с роговыми стержнями, здесь приводятся соответствующие промеры. Все принятые промеры показаны на рис. 2.

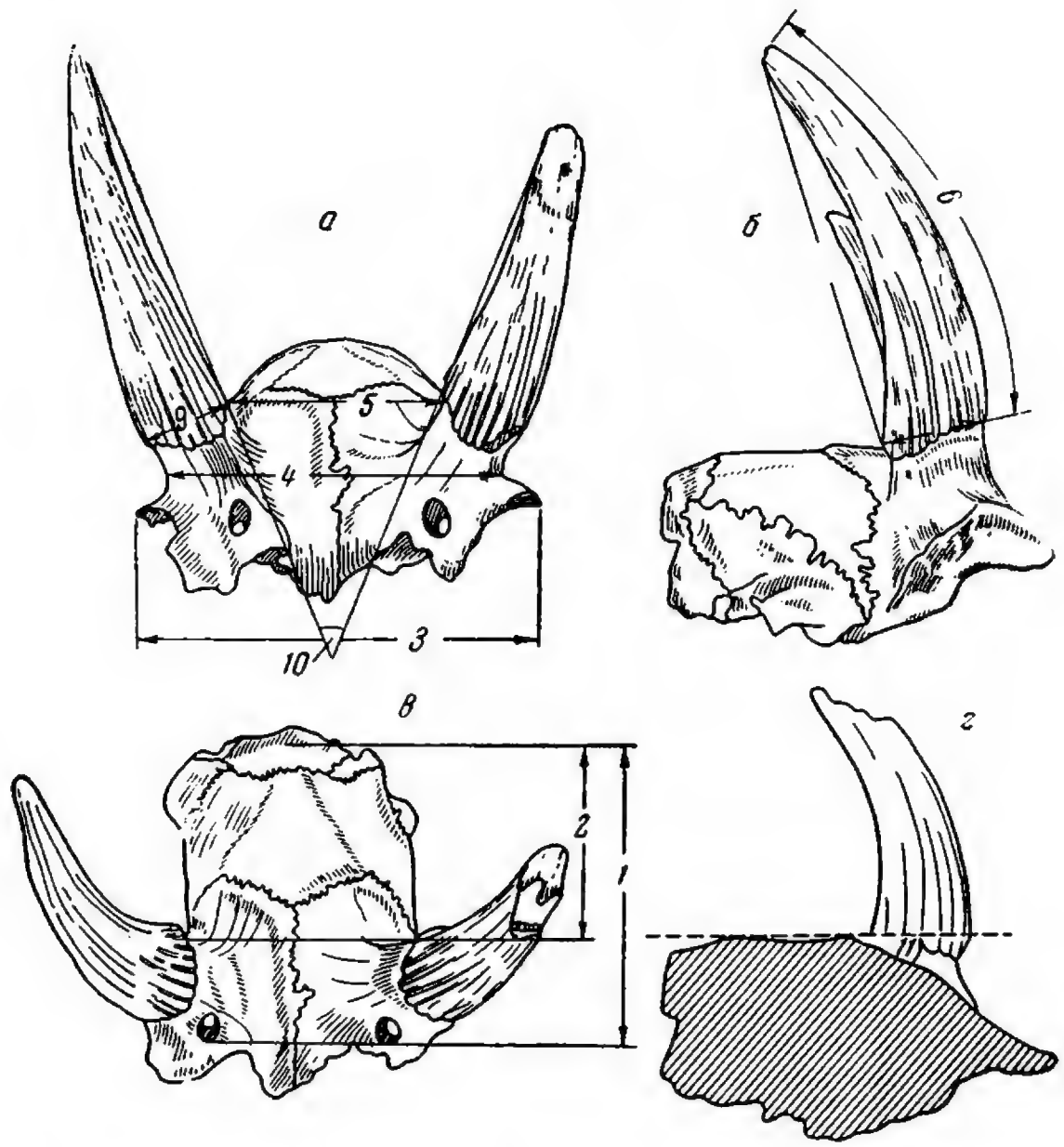


Рис. 2. Фрагмент черепа ископаемой сайги Saiga ricei Frick. уменьшено в 2 раза), обнаруженного в нижнем течении р. Колымы. Коллекция ГИН № $\frac{761\text{-}1}{1320}$

Стрелками показано направление промеров, приведенных в табл. 2
а — вид спереди; *б* — вид сбоку; *в* — вид сверху; *г* — схематический разрез по осевой плоскости черепа

Описание и сравнение. По строению черепа Saiga ricei близка к современному виду Saiga tatarica, однако отличается от него некоторыми абсолютными размерами и пропорциями.

Череп значительно вытянут в передне-заднем направлении. Длина лобно-теменной части в абсолютном выражении заметно превышает таковую у современных форм. У ископаемых черепов этот промер составляет более 94 *мм* (94,7 — 99,0 *мм*), в то время как даже у наиболее крупных и старых современных особей (см. например № 50464 в табл. 2) он не превышает 94 *мм* (82 — 94 *мм*). Зароговая часть опущена слабо, что находит свое выражение в малом угле отклонения теменной плоскости от лобной. У Saiga ricei он не превышает 31° (22 — 31°), а у Saiga

tatarica — более 32° (32 — 38°). По орбитальной ширине ископаемые черепа в среднем несколько уже, хотя это отличие трансгрессивно (табл. 2).

Остальные размеры черепа в абсолютном выражении у ископаемых и современных форм не различаются или различаются слабо. Так же незначительно в целом по обеим сериям различаются длина и диаметр основания роговых стержней.

Существенны различия в пропорциях строения черепа и роговых стержней. Отношение орбитальной ширины к длине лобно-теменной части, составляющее у Saiga tatarica 135,6 — 149,5, у Saiga ricei не превышает 133 (119,7 — 133,0), что говорит об относительной узости черепа последней в глазницах. Несмотря на это, роговые стержни на черепе S. ricei расставлены более широко, ближе к орбитам, что отражается в отношении расстояния между внешними краями роговых отростков к орбитальной ширине. Этот индекс довольно четко, хотя и с небольшой трансгрессией, различается у обеих форм: у S. tatarica он равен 72,0 — 77,1 (среднее 74,2), а у S. ricei — 76,1 — 88,8 (среднее 81,0).

По форме роговые стержни ископаемой сайги отличаются сильным загибом назад. Они характеризуются индексом кривизны менее 94,0 (89,4 — 93,4), тогда как у современной сайги этот индекс более 94,0 (94,9 — 96,7). Длина роговых стержней, а также форма их поперечного сечения отличаются большим разнообразием как у Saiga ricei, так и у современной Saiga tatarica (см. табл. 2). Вопреки мнению ряда авторов (Верещагин, 1959; Банников и др., 1961), этот признак, по-видимому, не может считаться диагностическим.

Saiga ricei отличается от Saiga borealis Tschersky, 1876 меньшей орбитальной шириной как в абсолютном, так и в относительном выражении. Этот размер у Saiga ricei не превышает 128 *мм*, а у голотипа Saiga borealis он составляет 133,8 *мм* (в индексах соответственно 133,0 и 139,0). Кроме того, S. borealis имеет менее удлиненную зароговую часть и менее широко расставленные роговые стержни (ср. индексы в табл. 2). Во всех этих промерах Saiga borealis ближе к Saiga tatarica, чем к Saiga ricei. Лишь по длине лобно-теменной части эти виды близки друг к другу.

Систематические замечания. Для рода Saiga, описанного по современной форме, вообще характерно сильное развитие зароговой части черепа, относительная узость в глазницах и слабый перегиб между лобной и теменной плоскостями, т. е. относительно слабо опущенная зароговая часть. На этом основании строение черепа сайги принято считать более архаичным по сравнению с систематически близкими животными. Восточносибирская же ископаемая сайга отличается еще большей степенью развития этих архаичных признаков. Можно думать, что диагностические отличия ископаемой сайги от современной имеют эволюционное значение. Поскольку эти отличия достаточно отчетливы и могут быть выражены количественно, они являются важным систематическим признаком. Таким образом, есть все основания для выделения ископаемой сайги в самостоятельный вид, отличный от современной S. tatarica.

Приведенные промеры (см. табл. 2) показывают весьма большое сходство сибирской и аляскинской ископаемой сайги, заставляющее относить их к одному виду. Поскольку аляскинская сайга уже имеет видовое название Saiga ricei Frick, это название нужно распространить и на сибирскую ископаемую сайгу.

Хотя описанная серия ископаемых черепов морфологически едина и по размаху вариаций мало отличается от современных форм, необходимо все же оговорить, что в связи с тем, что все изученные экземпляры происходят из разных местонахождений, значительная часть их не

Таблица 2

Промеры лобно-затылочных фрагментов черепов ископаемой и современной сайги, мм

№ промера	Название промера	Saiga ricei											Saiga borealis	Saiga tatarica								
		Устье р. Оленек ЗИН № 7076	Низовье р. Оленек ЗИН № 7077	Дельта Лены ЗИН № 13636	Низовье Колымы ГИН № 761—1/1320	Аляска, Фэрбенкс (голотип) Амер. музей Ест. истории № 30495**	Бассейн р. Вилюй: ПИН № 731—2	Бассейн р. Вилюй: МГРИ № 1595	Р. Тумара, приток Алдана ГИН № 551/4	Енисей у Красноярска ЗИН № 14585	Крайнее	Среднее	Р. Вилюй Черский, 1876 (голотип)	Астраханская степь	Грозненская область			Калмыцкая степь			Крайнее	Среднее
														Коллекция Зоологического Музея МГУ								
														59464	59475	57651	57653	57655	44243	60931	62095	
1	Длина лобно-теменной части от переднего края надглазничных отверстий до затылочного бугорка	—	95,8	93,6	94,7	97	—	99,0	—	97,4	94,7—99,0	96,8	96,3	94	86	85	82	87	92	87	89	82—94	87,8
2	Длина зароговой части от заднего края оснований роговых стержней до затылочного бугорка	—	61,7	55,0	65,0	65,0	—	63,0	—	53,5	55,0—66,0	61,9	63**	64	60	58	54	61	64	63	62	54—64	60,8
3	Максимальная ширина черепа по задним краям орбит	123,0*	127,4	116,6	113,4	116*	125,0	122,6	—	117,0*	113,4—123,0	120,8	133,8	134	122	118	122	118	130	130	129	118—134	125,4
4	Минимальное расстояние между внешними краями роговых отростков	97,5	98,2	90,9	94,8	93	95,0	102,9	—	104,0*	90,9—104,0	97,0	97,8	98	91	88	92	91	98	95	93	88—98	93,1
5	Минимальное расстояние между внутренними краями роговых стержней	53,7	51,4	39,6	53,5	53	50,0	61,5	—	48,8	39,6—61,5	52,6	53,2	61	47	46	50	54	62	50	58	46—62	53,5
6	Длина рогового стержня по большой кривизне	98,0	144,0	165,0	119,5	122*	109,0	153*	123,5	—	98,0—165,0	129,3	133*	—	148	122	136	102	150	—	—	102—150	131,6
7	Длина рогового стержня по прямой	90,0	133,6	147,5	109,0	114*	99,8	130*	113,0	—	90,0—147,5	116,9	—	—	142	118	130	98	141	—	—	98—142	125,9
8	Диаметр основания рогового стержня переднезадний	35,5	34,2	35,4	23,3	30	32,7	33,6	33,0	34,4	28,3—33,0	33,3	33	—	35	35	32	32	35	—	—	32—35	33,8
9	То же, поперечный	31,0	30,6	31,4	25,8	28	27,3	32,2	31,0	29,0	25,8—32,2	29,6	29	—	30	30	29	29	32	—	—	29—32	30,0
10	Угол расхождения роговых стержней	53°	40°	32°	45°	47°	43°	53°	—	48°	32°—53°	45°,5	42°**	47°	37°	38°	43°	46°	47°	43°	43°	37°—47°	43°,0
11	Угол отклонения теменной плоскости от лобной	31°	28°	25°	24°	31°	—°	22°	—	27°	22°—31°	27°	—	32°	32°	38°	38°	35°	36°	32°	35°	32°—38°	34°,8
	Индекс орбитальной ширины (3 : 1)	—	133,0	119,7	119,8	119,7	—	123,9	—	120,1	119,7—133,0	122,7	139,0	142,5	141,9	138,9	148,8	135,6	141,4	149,5	145,0	135,6—149,5	143,0
	Индекс длины зароговой части (2 : 3)	—	48,5	57,3	57,3	53,5	—	53,8	—	50,0	47,2—57,3	51,7	47,1	47,8	49,2	49,1	43,3	51,7	49,2	48,5	48,0	43,3—51,7	48,4
	Индекс длины роговых стержней (6 : 1)	—	150,2	171,0	123,0	125,8	—	154,6	—	—	125,8—171,0	145,2	138,0	—	172,0	143,5	166,0	117,2	163,0	—	—	117,2—172,0	152,4
	Индекс ширины постановки роговых отростков (4:3)	76,1	77,0	77,9	83,5	80,2	—	83,9	—	88,8	76,1—88,8	81,0	73,1	72,7	74,5	74,5	75,4	77,1	75,4	73,0	72,0	72,0—77,1	74,2
	Индекс кривизны рогового стержня (7 : 6)	91,8	92,6	89,4	91,2	93,4	91,5	—	89,3	—	89,3—93,4	91,3	—	—	96,0	96,7	95,5	96,0	94,0	—	—	94,0—96,7	95,6
	Индекс уплощенности рогового стержня (9 : 8)	87,3	89,5	88,7	91,2	86,6	83,5	95,8	88,3	84,3	80,1—95,8	88,3	—	—	85,7	85,7	90,6	90,6	91,4	—	—	85,7—91,4	88,8

* Истинная величина промера, возможно, чуть больше за счет небольших повреждений выступающих частей черепа.
** Промеры сделаны по рисункам.

Зак. 1460

датирована и остатки фрагментарны, выделение вида Saiga ricei до некоторой степени условно.

Замечания. В 1876 г. И. Д. Черский, впервые описав ископаемую сибирскую сайгу с Вилюя, дал ей самостоятельное видовое название Antilope (Saiga) borealis. Он предполагал тогда, что некоторые особенности строения черепа с Вилюя есть результат резкого отличия климата ареала ископаемой сайги от современной. Однако в 1888 г. он изменил свое мнение на основании ряда новых находок, объяснив прежний диагноз недостатком сравнительного материала и отнеся все ранее установленные признаки на счет индивидуальных различий. С тех пор ископаемая восточносибирская сайга в литературе именовалась обычно Saiga tatarica.

Все же некоторые авторы относят все восточносибирские (или, по крайней мере, якутские) находки к виду или подвиду Saiga borealis (Верещагин, 1959; Банников и др., 1961). Однако ни одного описания остатков Saiga borealis после И. Д. Черского не опубликовано. Голотип Черского, к сожалению, утрачен, и непосредственное изучение его невозможно. Судя по некоторым промерам, приведенным И. Д. Черским (1876), а также по рисункам в его работе, S. borealis занимает промежуточное положение между Saiga tatarica и Saiga ricei. Однако ряд основных диагностических промеров и индексов Saiga borealis остается неизвестным, в связи с чем вопрос о самостоятельности этого вида следует, по-видимому, считать открытым.

Соотношение ископаемой Saiga ricei с другими ископаемыми видами того же рода пока не ясно. К сожалению, по выделенным видам очень мало ископаемого материала и литературы. Сайга из хазарских слоев Поволжья с точки зрения видовой самостоятельности никем не описана [1]. Saiga binagadensis Alekp. описана по трем черепам и серии трубчатых костей и нижних челюстей (Алекперова, 1955). Однако два из этих черепов принадлежат самкам, а череп самца обломан сразу за роговыми стержнями, что делает этот вид несопоставимым с большинством ископаемых находок.

Верхнеплейстоценовый вид Saiga prisca Nehr. выделен Нерингом (Nehring, 1891) на основании наличия в нижней челюсти второго премоляра P_2, который у современной сайги есть только в молочной генерации, а потом выпадает без замены, либо остается на всю жизнь, не функционируя. У Saiga ricei на нижней челюсти нет никаких следов P_2. Однако ни строение черепа, ни более точное стратиграфическое положение Saiga prisca не известно.

Верхнеплейстоценовая ископаемая сайга Восточной Европы, находки которой особенно многочисленны в крымском палеолите и на юге Европейской части СССР, практически неотличима от современной сайги по строению черепа (Верещагин, 1959) и скелета (Громова, Громов, 1937). Очевидно, ископаемая европейская сайга в той же мере отличается от восточносибирской, что и современная. Однако для доказательства этого требуется специальное изучение европейского материала по той же методике, что и сибирского. Если подтвердится различие этих форм, то можно говорить об их параллельном существовании в верхнем плейсто-

[1] А. Г. Банников и др. (1961) предлагают объединить средне- и верхнеплейстоценовую сайгу Восточной Европы в подвид Saiga tatarica prisca. Из среднего плейстоцена Восточной Европы нам известна только хазарская сайга. Объединение этой сайги, обладающей крупными размерами и архаичным черепом, с верхнеплейстоценовой сайгой, к тому же еще с подвидовым названием, не имеющим полного диагноза, представляется малообоснованным. Думается, что при появлении дополнительного материала возникнет вопрос о видовой самостоятельности хазарской сайги.

цене. По всей вероятности, ревизия евроазиатских представителей рода Saiga является делом недалекого будущего.

На основании сравнительно бедного палеонтологического материала по ископаемым видам сайги пока трудно проследить историю возникновения восточносибирско-аляскинского вида и степень его родства с остальными. Можно предполагать, что формирование вида происходило во второй половине плейстоцена, когда сайга широко расселилась в Сибири — вплоть до крайнего Северо-Востока и Аляски. По-видимому, в конце среднего — начале верхнего плейстоцена, под влиянием специфических перигляциальных условий, произошло разобщение видов Saiga tatarica и Saiga ricei. Первый оказался более прогрессивным, пережил изменения климата поздне- и послеледниковья и дожил до наших дней. Второй вид почти не развивался и сохранил указанные выше архаичные черты.

В свете новых материалов находка сайги на Аляске не представляется уже такой изолированной, как раньше. Район Фэрбенкса был крайней восточной окраиной огромного сибирского ареала сайги, включавшего шельф Северного Ледовитого океана. Находка на Аляске — результат одного из самых дальних забегов сибирской сайги на восток в пределах пояса перигляциальных равнин. Единичность находки может свидетельствовать о малочисленности сайги в этих районах.

В связи с изменением природных условий в начале голоцена в Восточной Сибири и на Аляске сайга окончательно вымерла.

Таким образом, изложенный выше материал позволяет сделать следующие выводы:

1. Ископаемая сайга в плейстоцене проникла далеко на северо-восток Сибири. Ее ареал охватывал юг Западной и Средней Сибири, Центрально-Якутскую низменность и Северные Приморские низменности. В общих чертах ареал ископаемой сайги довольно точно совпадает с поясом перигляциальных равнин Сибири, не покрывавшихся ледниками в четвертичное время.

2. В конце максимального оледенения сайга обитала на юге Западной Сибири. Во второй половине верхнеплейстоценового ледниковья в сартанскую фазу, а возможно, и в конце зырянской, когда специфическая перигляциальная растительность с широким участием степных элементов занимала равнины Восточной Сибири, сайга распространилась далеко на северо-восток.

3. Достигнув северных низменностей, охватывавших часть современного шельфа Северного Ледовитого океана, сайга расселилась по ним от устья Оленека до подножья Аляскинского хребта. Факт нахождения сайги на Аляске подтверждает существование Берингийской равнинной суши во время оледенения в верхнем плейстоцене.

4. В верхнем плейстоцене, по-видимому, произошло разобщение ареала сайги, приведшее к образованию двух форм — восточносибирской и европейско-казахстанской. Впоследствии эти формы развивались самостоятельно и различия между ними достигли видового ранга. Вторая из этих форм оказалась более прогрессивной и, пережив позднеплейстоценово-голоценовое потепление, превратилась в современный вид Saiga tatarica.

5. Восточносибирская форма почти не развивалась и сохранила примитивные архаичные черты в строении черепа. На основании этих особенностей она выделяется в самостоятельный вид Saiga ricei Frick, 1937. Этот вид выделен Фриком на основании единственной находки на Аляске, отражающей крайние забеги сайги на восток. В настоящей статье приводится описание остатков, относимых к этому виду в Восточной Си-

бири. Saiga ricei дожила на северо-востоке Азии и Аляске до конца верхнего плейстоцена. В это время спутниками сайги были карликовые лошади, бизоны и, вероятно, мамонты. В начале голоцена сайга на севере Сибири вымерла окончательно.

6. Сайга является типичным представителем перигляциальной фауны, полностью приспособившимся в плейстоцене к холодному и сухому климату внеледниковых областей Сибири. Находки остатков сайги в четвертичных отложениях севера Сибири имеют большое палеогеографическое значение. Ископаемая сайга может служить индикатором перигляциального ландшафта. Этот ландшафт должен был обладать равнинным рельефом с сухой твердой поверхностью и ровным микрорельефом; холодным и сухим климатом с годовым количеством осадков не более 300 *мм* и максимальной мощностью снега зимой не более 20 *см*; тундрово-степной растительностью ксерофитного облика с преобладанием злаковых, лебедовых и полыней, с примесью тундровых кустарничков, иногда с небольшими участками лесотундры. В стратиграфическом отношении находки ископаемой сайги на севере Сибири приурочены к отложениям сартанского и, возможно, второй половины зырянского времени.

ЛИТЕРАТУРА

Алекперова Н. А. Ископаемая бинагадинская сайга.— В кн. «Бинагадинское местонахождение четвертичной фауны и флоры», ч. IV. Баку, 1955.

Алексеев М. Н. Стратиграфия континентальных неогеновых и четвертичных отложений Вилюйской впадины и долины нижнего течения р. Лены.— Труды ГИН АН СССР, 1961, вып. 51.

Банников А. Г., Жирнов А. В., Лебедева А. С., Фандеев А. А. Биология сайгака. М., 1961.

Вангенгейм Э. А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии четвертичных отложений севера Восточной Сибири.— Труды ГИН АН СССР, 1961, вып. 48.

Верещагин Н. К. Млекопитающие Кавказа. М., 1959.

Гитерман Р. Е. Этапы развития четвертичной растительности Якутии и их значение для стратиграфии.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 78.

Голубева Л. В. О типах перигляциальной растительности плейстоцена Восточной Сибири.— Докл. АН СССР, 1964, **155**, № 4.

Гричук М. П. Основные этапы развития растительности СССР в четвертичном периоде. Автореф. канд. дисс. М., 1964.

Громов В. И. Материалы к изучению четвертичных отложений Омско-Барабинского района.— Труды ИГН АН СССР, 1940, вып. 28.

Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР.— Труды ИГН АН СССР, серия геол., 1948, вып. 64, № 17.

Громова В. И., Громов В. И. Материалы к изучению верхнепалеолитической фауны Крыма в связи с некоторыми вопросами четвертичной стратиграфии.— Труды советской секции АИЧПЕ, 1937, вып. 1,

Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д., Вангенгейм Э. А. О возможности выделения тазовских слоев в разрезе перигляциальных отложений Тобольского Зауралья.— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, 1964, № 29.

Павлова М. В. Каталог коллекций Геологического Кабинета Имп. Московского Университета, вып. 1, отдел II. Млекопитающие. М., 1910.

Пидопличко И. Г. О ледниковом периоде, вып. 2—3. Киев, 1951—1954.

Равский Э. И. Геология мезозойских и кайнозойских отложений и алмазоносность юга Тунгусского бассейна.— Труды ГИН АН СССР, 1959, вып. 22.

Равский Э. И., Цейтлин С. М. Геология енисейского палеолита.— В кн. «Стратиграфия и периодизация палеолита Восточной и Центральной Европы». М., 1965.

Соколов И. И. Опыт естественной классификации полорогих (Bovidae).— Труды Зоол. ин-та АН СССР, 1953, **14**.

Соколов И. И. Копытные звери (отряды Perissodactyla и Artiodactyla).— В кн. «Фауна СССР. Млекопитающие», т. 1, вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Соколов И. И., Рашек В. Л. Развитие зубов и черепа как показатель возраста у сайги.— Бюлл. МОИП, отд. биол., 1961, **66**, вып. 6.

Формозов А. Н. Снежный покров как фактор среды, его значение в жизни млекопитающих и птиц. М., 1946.
Черский И. Д. Antilope (Saiga) borealis n. spec. fossilis.— Изв. Сиб. отдела Имп. Русск. Геогр. Об-ва, 7, № 4-5, 1876.
Черский И. Д. Об ископаемой фауне Нижнеудинской пещеры.— Труды СПб. об-ва естествоиспытателей, т. XIX, отд. зоол. и физиол. СПб., 1888.
Черский И. Д. Описание коллекции послетретичных млекопитающих, собранных Ново-Сибирской экспедицией. Прил. № 1 к т. 65 Записок Акад. наук. СПб., 1891.
Frick Ch. Horned Ruminants of North America.— Bull. Amer. Museum of Natural History, 1937, 69.
Nehring A. Diluviale Reste von Cuon, Ovis, Saiga, Ibex und Rupicapra aus Mähren.— Neuen Jahrb. Miner. Geol., Paläont., 1891, 2.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

1967 № 33

С. П. ГОРШКОВ

О СТРОЕНИИ И УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ САМАРОВСКОЙ АККУМУЛЯТИВНОЙ РАВНИНЫ ВНЕЛЕДНИКОВОЙ ЗОНЫ ПРИЕНИСЕЙСКОЙ СИБИРИ

Общее похолодание климата в антропогене, вызвавшее развитие мощных материковых и горных ледников на земном шаре, произвело значительные изменения в распределении широтных географических зон и вертикальных поясов, что, в первую очередь, повлияло на ход денудационных и аккумулятивных процессов на континентах и в прилегающих бассейнах и вызвало существенную перестройку рельефа суши.

Ниже приводятся данные, иллюстрирующие это положение на примере изучения строения, условий формирования и распространения отложений века максимального (самаровского) оледенения внеледниковой зоны Приенисейской Сибири. Здесь эти аккумулятивные образования, имеющие своеобразные условия залегания и большую мощность, слагают сложно построенный водно-аккумулятивный уровень, который морфологически связан с окаймляющими его с юга и севера зонами конечно-моренного рельефа максимального горного и материкового оледенения (рисунок). Непосредственный переход грядово-западинного рельефа краевой зоны максимального горного оледенения в поверхность примыкающей самаровской аллювиальной равнины наблюдается в Казыр-Кизирском районе Восточного Саяна. Примерно на 1000 *км* севернее, в районе устья р. Подкаменной Тунгуски, самаровский уровень переходит в конечно-моренный пояс максимального (самаровского) материкового оледенения. Отметки самаровской равнины на этом отрезке меняются с 450—500 до 110—130 *м*, причем по мере удаления к северу ее наклон уменьшается.

Самаровская равнина занимает большую часть Южно-Минусинской котловины, распространяясь в понижения ее низкогорного обрамления. Севернее Батеневского кряжа к ней относятся днища сложно разветвляющейся системы ложбин Северо-Минусинской котловины, переходящих в долине р. Енисей в 80—110-метровую IV террасу. Последняя прослеживается в виде узких размытых сегментов в Восточно-Саянском сужении названной долины и широко развита ниже по течению между 56 и 57° с. ш. Севернее она переходит в поверхность одновысотной озерной равнины, занимающей Обь-Енисейское междуречье и наиболее пониженные участки западной окраины Енисейского кряжа.

Самаровские отложения залегают стратиграфически выше эоплейстоценовых отложений, которые отличаются по литологическим признакам и спорово-пыльцевым спектрам (Горшков и Рыбакова, 1961). В составе самаровских накоплений преобладают осадки, ложившиеся на подстилающие породы без существенного размыва. В местах, где их постелью служат скальные породы докембрия или палеозоя, последние в приповерхностной зоне, как правило, несут следы химической дезин-

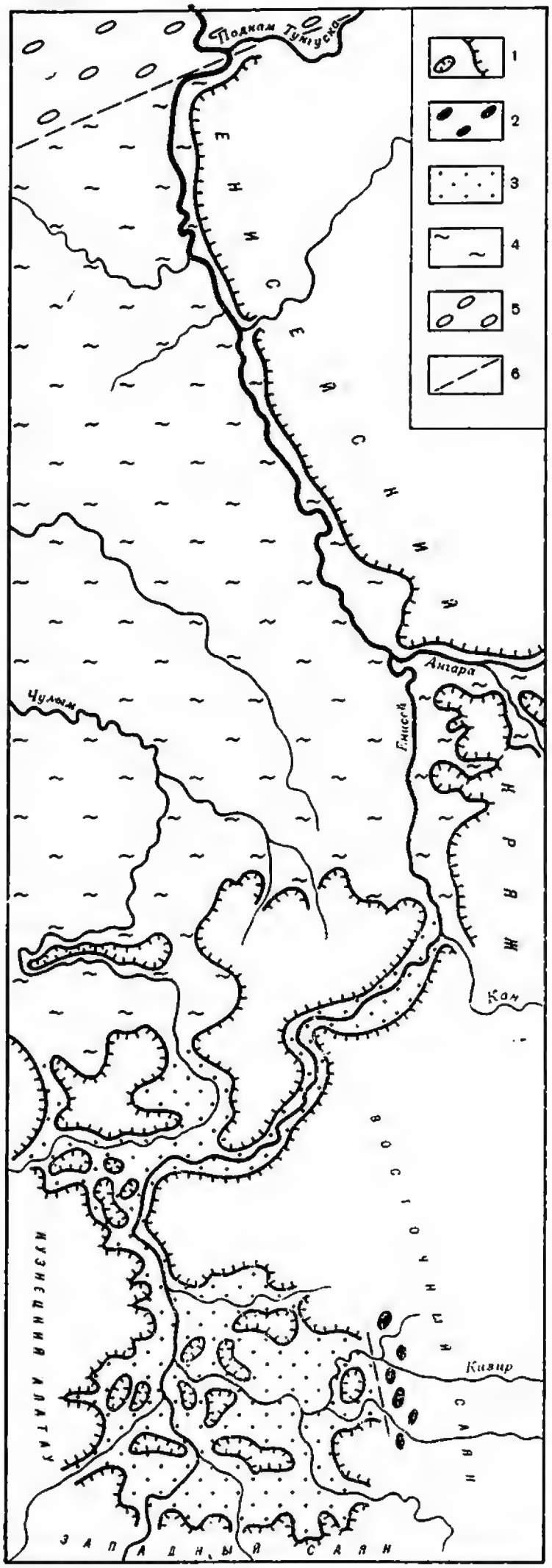


Схема палеогеографии внеледниковой зоны Приенисейской Сибири в самаровское время

1 — области денудации; *2* — конечно-моренный пояс максимального горного оледенения, *3* — область преимущественной аллювиальной аккумуляции; *4* — область преимущественной озерной аккумуляции; *5* — конечно-моренный пояс максимального материкового оледенения; *6* — граница ледников и внеледниковой зоны

теграции. Под описываемыми аккумулятивными образованиями погребен расчлененный доледниковый рельеф благодаря чему их мощность может существенно меняться на небольших расстояниях. Наибольшую мощность самаровские отложения имеют вблизи границ горного и материкового оледенений, наименьшую — в полосе 56—57° с. ш. В первом случае она обычно достигает 100—150 *м*, во втором — 20—80 *м*.

В строении самаровского уровня принимают участие главным образом аллювиальные и озерные отложения.

Аллювиальные отложения развиты к югу от 57° с. ш. В погребенных и выраженных в рельефе долинах в их основании залегают галечники, иногда замещающиеся по простиранию глинами. Среди грубообломочного материала присутствует значительное количество галек, образовавшихся из пород, затронутых химическим выветриванием. Выше залегают палево-, светло- или желто-серые мелко- и тонкозернистые пески и крупнопылеватые алевриты. Пески и алевриты могут замещать друг друга по простиранию и в разрезе или слагают мощные однообразные пачки. В целом крупнопылеватые алевриты развиты значительно шире, чем пески, и приурочены к верхним частям разреза. Как первые, так и вторые содержат повышенное количество аутигенных карбонатов. Последние образуют тонкую пленку на обломочных зернах, встречаются в виде неокатанных лапчатых или окристаллизованных агрегатов и входят в состав лепеш-

ковидных мергелистых конкреций, залегающих согласно со слоистостью. Слои с различным содержанием аутигенных карбонатов выделяются в обнажениях благодаря изменению окраски от белесой до палево-серой. Описываемым отложениям свойственно наличие косой, косолинзовидной, облекающей, горизонтальноволнистой и горизонтальной слоистости. Господствуют горизонтальнослоистые накопления. В алевритопесчаных толщах содержатся линзы грубообломочного плохо окатанного материала, которые обычно встречаются вблизи погребенных массивов скальных пород, прослои темно-коричневых пористых, пылеватых суглинков и погребенные почвы черноземного типа. Для последних характерно неглубокое залегание горизонта вмывания и небольшая мощность (до 1 *м*) всего почвенного профиля. Темно-коричневые прослои, возможно, должны рассматриваться как погребенные аллювиальные почвы.

Сходство гранулометрического состава галечников, залегающих в основании самаровской толщи и современного руслового аллювия рек Енисея, Казыра и др., позволяет заключить, что они откладывались потоками, гидрологический режим которых был примерно такой же, как у современных крупнейших рек региона. Галечники и залегающие с ними на одном уровне глины, по-видимому, можно рассматривать как нормальные русловые и старичные образования, входящие в состав аллювия, построенного по типу современных аллювиальных отложений крупнейших рек умеренного пояса (Шанцер, 1951).

В иной гидрологической обстановке формировался аномально мощный пылевато-песчаный аллювий. Сравнительное изучение текстур и гранулометрического состава показывает, что описанные отложения накапливались как в условиях проточного режима (фация проток), так и в стоячих водах (фация разливов). В протоках откладывались мелкозернистые пески и алевриты (в составе последних зерен размером 0,1—0,05 *мм* обычно больше, чем частиц диаметром 0,05—0,01 *мм*). Алевриты фации разливов по механическому составу относятся к более тонким разностям. Для них характерно наличие послойной дифференциации аутигенных карбонатов. Слоистость (горизонтальная и облекающая) часто менее отчетлива, чем у отложений фации проток. Имеющие резко подчиненное значение грубообломочные разности аккумулировались в крупных русловых потоках (фация главного русла). Поскольку грубообломочный материал обычно плохо окатан и встречается в виде линз, прослеживающихся на ограниченное расстояние, то можно считать, что потоки со значительной живой силой возникали эпизодически и действовали на небольших участках.

Наличие погребенных почв в самаровском аллювии свидетельствует о существовании значительных перерывов в осадконакоплении. Однако, чтобы оценить палеоклиматическое значение этих фактов, необходимы специальные исследования.

К северу от 57° с. ш. самаровский аллювий фациально замещается отложениями, в составе которых господствуют озерные осадки. Огромная равнина Обь-Енисейского междуречья и одновысотные участки западной окраины Енисейского кряжа покрыты толщей, состоящей из переслаивания зеленовато-серых, коричневато-бурых, синих и серых глин и глинистых алевритов с редкими прослоями светло-серых и буро-серых мелко- и тонкозернистых песков. Глинистые породы имеют тонкую, ровную, горизонтальную слоистость, характеризуются присутствием карбонатов (1—8%), распределяющихся как послойно, так и в виде мергелистых стяжений. С юга на север роль глин в строении самаровской равнины увеличивается. Вблизи границы максимального оледенения под

толщей озерных отложений в долине Енисея вскрываются аллювиальные галечники и пески. В верхних слоях глин и перекрывающих их алевритов обнаружены гляциодислокации и прослои флювиогляциального материала.

Самаровские отложения охарактеризованы обедненными четвертичными спорово-пыльцевыми спектрами (Алешинская, Горшков и др., 1964; Горшков, 1964). На основании палинологического изучения разрезов у сел Улазы и Куртак (55° с. ш.), в районе г. Красноярска (56° с. ш.), г. Енисейска (58° с. ш.), с. Ярцево (60° с. ш.) и устья Подкаменной Тунгуски (61° с. ш.) и благодаря сравнению полученных данных с результатами исследования состава пыльцы и спор из современного аллювия р. Енисей можно считать, что в самаровское время в Приенисейской Сибири происходило значительное смещение ботанико-географических зон к югу. Зона тайги находилась южнее широты г. Енисейска. Она смыкалась в район г. Красноярска с поясом горно-таежных лесов, которые в конечные этапы самаровского века, возможно, вытеснили лесостепную растительность из Северо-Минусинской котловины и Предсаянья в результате общего снижения растительных поясов в горах.

Описанные аллювиальные и озерные отложения содержат ископаемую фауну млекопитающих, моллюсков и остракод. В разрезе у с. Куртак в нижних слоях аллювия нами обнаружены фрагменты двух черепов лошадей группы Equus sanmeniensis Teil. et Piv. В районе с. Кубеково, по-видимому в тех же горизонтах; З. С. Сталь нашла обломок зуба, который принадлежал слону, возможно, близкому к трогонтериевому. В разрезе у с. Усть-Батой из верхних слоев аллювия нами собраны костные остатки Coelodonta antiquitatis Blum. В районе с. Березовка А. С. Герасимова в аналогичных стратиграфических условиях обнаружила кости конечностей крупной формы Equus caballus L. (все определения Э. А. Вангенгейм).

Маллакофауна из самаровских отложений представлена пресноводными и наземными формами. Аллювиальные алевриты охарактеризованы главным образом наземными моллюсками, выделенными И. В. Даниловским (1939) в холодолюбивый «лёссовый» комплекс. Так, из нижних слоев аллювия, обнажающихся у с. Куртак, собраны Succinea oblonga Drap., Pupilla muscorum Müll., Pupilla sterri Voith., Columella columella Mart., Vallonia tenuilabris Al. Br. (определение Я. И. Старобогатова). У с. Усть-Батай те же горизонты характеризуются присутствием Succinea oblonga Drap., Succinea oblonga elongata Sand., Columella edentula columella Mart., Vallonia tenuilabris Al. Br. (определение И. В. Даниловского). Холодолюбивые пресноводные моллюски извлечены из нижней части разреза самаровской толщи, находящегося в Южно-Минусинской котловине у с. Бугуртак (Galba ex gr. palustris Müll., Radix perger Müll.) и из середины разреза озерной толщи у г. Енисейска (Valvata piscinalis Müll., Pisidium sp., Gyraulus sp., определение А. А. Стеклова).

Выше устья Подкаменной Тунгуски, в обрывах Хахалевского яра в нижних слоях озерной пачки, обнаружены остракоды Limnocythere tenuireticulata Suzin., Cytherissa cf. bogatschevi Liv. (определение К. Н. Негадаева-Никонова). Южнее, в низовьях р. Сым, нижняя часть озерной толщи охарактеризована комплексом озерно-болотных диатомовых водорослей с участием аркто-бореальных и бореальных видов: Eunotia praerupta Ehr., Eunotia monodon Ehr., Navicula amphibola Cl., Navicula semen Ehr., Neidium bisulcatum (Lagerst.) Cl., Cymbella heteropleura Ehr. (определение З. В. Алешинской).

Приведенные палеонтологические материалы дополняют геолого-геоморфологические данные. Нижнеплейстоценовый, по схеме В. И. Громова, возраст самаровских отложений подтверждается благодаря обнаружению костных остатков крупной формы кабаллоидной лошади и шерстистого носорога и обломка зуба трогонтериевого (?) слона. Данные спорово-пыльцевого и диатомового анализов и результаты определения маллакофауны свидетельствуют о наличии глубоких изменений в природной обстановке, которые были вызваны крупным общепланетарным похолоданием и выражались в установлении перигляциального режима на большей части внеледниковой зоны описываемой территории.

Сущность процесса формирования самаровских аллювиальных и озерных отложений можно понять лишь с учетом специфики палеогеографической обстановки самаровского века. В фазу роста ледников и синхронного эвстатического понижения уровня Мирового океана поступление воды на сушу превышало сток с нее. В то же время количество осадков в главных областях оледенения и вблизи них уменьшилось (Флинт, 1963). В этой обстановке среднегодовые расходы Енисея, в верховьях которого возникли крупные горные ледники, должны были снизиться. Установление перигляциального климата во внеледниковой части Алтае-Саянского горного сооружения вызвало значительное усиление физического выветривания и активизацию склонового сноса. В долину Енисея с ледниковыми водами и со склонов стало поступать большое количество обломочного материала, среди которого весьма велико было присутствие частиц размером 0,1 — 0,01 *мм*, представляющих конечный продукт физического дробления при морозном выветривании. Снижение водности и увеличение поступления в русло обломочного материала были причиной значительного роста твердого стока Енисея. В этой ситуации режим меандрирования должен был повсеместно смениться фуркацией, живая сила потока резко снизилась и поверх нормальных русловых галечников и старичных образований начал трансгрессивно накапливаться аномально мощный пылевато-песчаный аллювий. По мере наращивания толщи осадков ширина зоны аллювиальной аккумуляции увеличивалась, причем в Минусинском межгорном прогибе, в пределах которого протекает целый ряд крупных притоков Енисея, речные долины были целиком выполнены аллювиальными отложениями, и аккумуляция распространилась на низкие водоразделы. Небольшая водность речных потоков, огромные размеры сферы их деятельности и высокая скорость аккумуляции были причиной широкой боковой миграции русел. Несомненно, что смещение потоков происходило после того, как их русло оказывалось выше уровня прилежащей аллювиальной равнины. Таким образом, дно долины Енисея подразделялось на сферу русловой аккумуляции и обширную низину, которая в условиях незарегулированного речного стока должна была периодически затапливаться, в результате чего здесь формировались речные разливы. Размеры и относительная роль указанных морфологических элементов в строении дна долины зависели от величины меженного расхода реки и от ширины зоны аллювиальной аккумуляции. Поскольку площадь последней в процессе накопления самаровского аллювия закономерно увеличивалась, а водность Енисея в период разрастания ледников в целом испытывала тенденцию к уменьшению, то можно заключить, что роль фаций разливов в строении самаровского аллювия вверх по разрезу существенно возрастает, что и наблюдается в действительности.

Специфика формирования самаровского перигляциального аллювия запечатлена в его составе и текстурных особенностях. Дифференцированная на мелкие протоки и рукава река несла главным образом мелко-

и, тонкопесчаный и пылеватый материал, который в изобилии поступал с ледниковыми водами и со склонов. Вместе с обломочным материалом осаждалось большое количество карбонатов, что было связано с высокой насыщенностью ими низкотемпературных речных вод, с незначительным содержанием органических веществ, которые препятствуют выпадению в осадок мигрирующих с речной водой карбонатов (Алекин и Моричева, 1958), и с интенсивным испарением воды с поверхности реки в условиях антициклонального режима. Накопление главным образом горизонтальнослоистых толщ аллювия обусловливалось тем, что в перегруженных обломочным материалом потоках волочение наносов осуществлялось лишь эпизодически, в малых масштабах и на отдельных незначительных участках. Такой вывод следует как из наблюдений над текстурами (косая слоистость встречается редко), так и из установленной гидрологами закономерности, заключающейся в том, что количество влекомых наносов в реках уменьшается по мере увеличения их твердого стока (Лопатин, 1952). Поэтому в самаровское время аллювий Енисея формировался главным образом за счет взвешенных и, частично, растворенных наносов. Так как гидрологический режим потоков не оставался постоянным, то их накопление осуществлялось неравномерно, что и фиксировалось в аллювии в виде горизонтальной слоистости. Аналогичным образом аккумулировались горизонтальнослоистые осадки в речных разливах. Однако здесь роль растворенного материала в осадконакоплении, по-видимому, было еще больше.

Изложенные соображения подтверждаются двумя фактами: 1) полным отсутствием окатанности или плохой окатанностью песчаных и алевритовых частиц, входящих в состав русловых накоплений, и 2) тесной связью оболомочного материала с веществами, перешедшими в осадок из коллоидов или растворов (послойная карбонатизация и ожелезнение). Следовательно, приходится признать неверным представление Ю. А. Лаврушина (1961) о том, что горизонтальная слоистость русловых фаций перигляциального аллювия возникает благодаря волочению обломочного материала по дну реки в виде сплошного придонного слоя.

Существенные преобразования произошли в эпоху самаровского оледенения в северной части Приенисейской Сибири. Здесь материковый ледник вторгся в долину Енисея и в районе устья р. Подкаменной Тунгуски образовал гигантскую ледниковую плотину. В долине перед краем ледника возник пресный подпрудный водоем, на наличие которого впервые указали С. А. Архипов и Ю. А. Лаврушин (1957). По мере повышения уровня приледникового озера его воды трансгрессировали к югу, затопив низкие участки западной окраины Енисейского кряжа и Обь-Енисейский водораздел севернее 57° с. ш. К максимуму трансгрессии приурочено образование единого Западно-Сибирского подпрудного водоема (Заррина, Каплянская и др., 1961). Уровень водоема, по-видимому, испытывал значительные изменения. Во время регрессий осушавшаяся часть дна переходила на режим озерно-аллювиальной равнины, о чем свидетельствуют аллювиальные горизонты в разрезе озерной толщи. Колебания уровня самаровского озера не могли существенно изменить ход эрозионно-аккумулятивных процессов в пределах долины Енисея, так как уклон осушавшегося дна был незначителен. В озерном бассейне, как и в речных долинах, осадконакопление осуществлялось с большой скоростью из-за интенсивного сноса продуктов денудации с возвышенностей перигляциальной зоны, а также с территорий, подвергшихся оледенению.

На основании изучения особенностей строения самаровского аллювия и рыхлого чехла на склонах денудационных массивов можно заключить,

что максимальное (самаровское) оледенение соответствует первому крупному антропогеновому похолоданию. Выше указывалось, что самаровские отложения лежат на выветрелых с поверхности породах и содержат большое количество продуктов их размыва в нижних горизонтах. Исследование сложенных скальными породами денудационных массивов, возвышающихся над самаровским водно-аккумулятивным уровнем, показало, что их склоны покрыты плейстоценовыми грубообломочными накоплениями. В основании последних залегает большое количество глыб и щебня, образовавшихся из выветрелых пород. Выше грубообломочный материал представлен обломками неизмененных скальных пород. Несомненно, что формирование грубообломочного чехла на склонах было связано с интенсификацией физического выветривания и склонового сноса в ледниковые века. При этом в начальные этапы первого похолодания вниз по склонам перемещалось большое количество выветрелого материала, залегавшего на всех элементах денудационного доледникового рельефа. В дальнейшем склоны оказались перекрыты чехлом грубообломочных пород с участием невыветрелых глыб и щебня и повсеместный размыв выветрелых пород с этого момента стал невозможен. Таким образом, отличительными чертами отложений первого ледникового века является их залегание на выветрелых породах погребенного скального субстрата и наличие в основании широко прослеживающегося горизонта с участием продуктов переотложения химически измененных пород. Так как эти признаки свойственны отложениям, синхронным самаровскому оледенению, то можно считать, что оно было первым в истории антропогена Приенисейской Сибири.

Следовательно, наличие самаровского водно-аккумулятивного уровня и слагающих его аллювиальных и озерных отложений является одним из наиболее ярких свидетельств гигантской перестройки рельефа, которая произошла во внеледниковой зоне Приенисейской Сибири в связи с наступлением крупнейшего в антропогене общепланетарного похолодания. Образование грандиозных материковых и горных ледников и установление перигляциального режима на больших площадях внеледниковой зоны существенно изменило ход физико-геологических процессов. Часть воды гидросферы Земли, сформировавшая ледники, фактически выключилась из участия в линейной эрозии и проявление последней стало менее энергичным. В то же время ледниковая экзарация и перигляциальная денудация крупных положительных элементов рельефа протекали весьма интенсивно, благодаря чему в долинах, а затем и на низких водоразделах накапливался специфически построенный перигляциальный аллювий, который был парагенетически связан с одновозрастными склоновыми отложениями и конечно-моренными образованиями. Возникновение в Приенисейском районе самаровского подпрудного водоема (для этой части Западной Сибири данный факт несомненен) и все вытекающие отсюда последствия представляют региональное явление, обусловленное тем, что Енисей тек к северу, в сторону ледника. Таким образом, главной особенностью развития рельефа внеледниковой зоны Приенисейской Сибири в самаровское время было резкое усиление денудации приподнятых участков и громадные масштабы аккумуляции в долинах и на низких водоразделах. Данная закономерность является общей для всех перигляциальных зон Земли.

Так как в строении самаровской равнины главную роль играют породы алевритового состава, которые при перигляциальном и суровом бореальном климате в субаэральных условиях приобретают облик лёссов, то самаровское время следует считать эпохой создания лёссовых плато Минусинского межгорного прогиба в Предсаянья. При этом сле-

дует учитывать, что краевые их части образуют лёссовые шлейфы подножий. В заключение необходимо подчеркнуть, что изложенная реконструкция относится к фазе разрастания горных и материковых ледников. Фазе их деградации соответствует резкое увеличение водности рек, прекращение площадной аккумуляции и врез гидросети в поверхность самаровской равнины.

ЛИТЕРАТУРА

Алекин О. А. и Моричева Н. П. Влияние карбонатной системы в природных водах на содержание органических веществ.— Докл. АН СССР, 1958, **119**, № 2.

Алешинская З. В., Горшков С. П., Минервин А. В., Рагозин Л. А., Рекшинская Л. Г., Рыбакова Н. О., Садикова М. Б. Четвертичные опорные разрезы в долине Енисея от Ярцева до Подкаменной Тунгуски.— В сб. «Вопросы геологии Красноярского края». М., Изд-во МГУ, 1964.

Архипов С. А., Лаврушин Ю. А. К вопросу о стоке р. Енисея в период максимального и зырянского оледенений.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 6.

Горшков С. П. О расшифровке палинологических данных при исследовании четвертичных отложений Сибири.— В сб. «Вопросы геологии Красноярского края». М., Изд-во МГУ, 1964.

Горшков С. П. и Рыбакова Н. О. О составе и возрасте эоплейстоценовых отложений Красноярского района.— Докл. АН СССР, 1961, **141**, № 3.

Даниловский И. В. Фауна, собранная из шурфа № 9 с глубины 23 *м* в аллювиальных лессовидных суглинках III террасы р. Ангары близ Иркутска.— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, 1939, № 5.

Заррина Е. П., Каплянская Ф. А., Краснов И. И., Миханков Ю. М., Тарноградский В. Д. Перигляциальная формация Западно-Сибирской низменности.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1961, вып. 4.

Лаврушин Ю. А. Основные особенности аллювия равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений.— В сб. «Вопросы геологии антропогена». М., 1961.

Лопатин Г. В. Наносы рек СССР (Образование и перенос).— Записки Всес. геогр. об-ва, т. 14, 1952.

Флинт Р. Ледники и палеогеография плейстоцена. М., ИЛ, 1963.

Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, геол. серия, 1951, вып. 135.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

1967 № 33

И. Г. ЛИСКУН

К ВОПРОСУ О ВЕРХНЕГОБИЙСКИХ КОНГЛОМЕРАТАХ ЗАЙСАНСКОЙ ВПАДИНЫ

Литологический состав пород, их структурно-текстурные особенности и условия залегания, как известно, являются теми косвенными признаками, которые нередко используются при корреляции и расчленении немых или палеонтологически слабо охарактеризованных толщ. Среди верхнекайнозойских отложений Центральной Азии известны своеобразные конгломераты, которые долгое время считались маркирующим горизонтом и выделялись под названием верхнегобийских конгломератов.

Верхнегобийские конгломераты впервые были описаны В. А. Обручевым во время его исследований в Центральной Азии в 1892—1894 гг. В своих работах В. А. Обручев (1900, 1940, 1948) указывал, что отложения верхнегобийских конгломератов являются наиболее древними четвертичными образованиями. Они встречаются по долинам рек, образуя террасы или карнизы на склонах долин в горах на различной высоте. Залегают конгломераты на мезозойских и третичных глинистых отложениях. Верхнегобийские образования состоят из щебня и гальки всевозможных пород и довольно рыхлого известково-песчаного или известково-глинистого цемента. Прочность последнего, как пишет В. А. Обручев, зависит от количества извести. Происхождение этих отложений он связывает с селевыми потоками, образовавшимися после последнего большого поднятия региона в конце третичного — начале четвертичного времени.

После первых исследований В. А. Обручева многие геологи описывали сходные по составу, строению и условиям залегания конгломераты и высказывали разные точки зрения на их возраст и происхождение.

В. П. Нехорошевым (1932, 1936) термин «верхнегобийский конгломерат» был распространен на грубые образования, залегающие на выровненной поверхности дислоцированных третичных отложений в предгорьях и внутригорных впадинах Алтая. Конгломерат состоит из перемытых обломков палеозойских пород, сцементированных карбонатным цементом. В. П. Нехорошев указывает, что особенности распространения этих конгломератов заслуживают специального изучения с точки зрения выяснения отдельных этапов развития рельефа. На юге Зайсанской впадины они встречаются довольно высоко в хребте Манрак, на севере известны лишь на поверхности более низких тектонических уступов Южного Алтая. По мнению В. П. Нехорошева, конгломераты связаны с древнейшим оледенением и имеют флювиогляциальное происхождение.

К. В. Курдюков и М. М. Смеловская (1954) считают, что верхнегобийские конгломераты имеют верхнетретичный — нижнечетвертичный возраст и связывают их образование с деятельностью рек и временных потоков. Они выступают против мнения В. П. Нехорошева о флювио-

гляциальном происхождении этих конгломератов, так как они развиты у подножья гор независимо от того, имеются ли в пределах последних следы древнего оледенения или нет. Эти исследователи думают, что конгломераты знаменуют собой резкий переломный момент в геологической истории исследуемого района — время энергичного поднятия и размыва горных хребтов, окружающих Зайсанскую котловину.

Е. М. Великовская (1957) в работе о генезисе некоторых типов континентальных плиоценовых и четвертичных отложений Зайсанской котловины уделяет особое внимание верхнегобийским конгломератам. Она довольно подробно излагает историю возникновения вопроса, критически разбирает различные точки зрения на происхождение конгломератов, рассматривает их характерные признаки и приходит к выводу, что в Зайсанской котловине отложения «верхнегобийских» конгломератов имеют разный возраст и относятся к образованиям селевых и постоянных речных потоков.

В. В. Лавров и В. С. Ерофеев (1958) отмечают, что среди «верхнегобийских» конгломератов можно выделить по крайней мере аллювиальные и аллювиально-пролювиальные отложения и считают их возраст верхнетретичным — нижнечетвертичным.

Ю. П. Селиверстов (1961) выделяет в пределах Зайсанской впадины два разновозрастных горизонта конгломератов, один — верхнегобийский — нижнечетвертичного возраста с крепким кремнистым и известковисто-кремнистым цементом, другой -- курнебский — среднечетвертичный с рыхлым песчано-известковистым цементом. Он считает, что эти конгломераты имеют аллювиально-озерное происхождение.

В литературе также имеются многочисленные указания на широкое развитие аналогичных конгломератов в Монголии, северном Китае и в Восточном Казахстане — в Алакульской впадине, в Калбе, на Иртыше и других районах юга Азиатской части СССР.

В настоящей статье высказываются новые взгляды на происхождение верхнекайнозойских конгломератов Зайсанской впадины, основанные на полевых наблюдениях и лабораторном изучении собранного автором материала. Конгломераты широко распространены в верхнекайнозойских отложениях Зайсанской впадины. На приводимой схеме (рис. 1) показаны пункты, в которых они обнажаются. Конгломераты встречаются в отложениях молодых террас верхнечетвертичного возраста, образуют пачки в основании нижне- и среднечетвертичных конусов выноса и слагают горизонты внутри отложений карабулакской свиты (средний — верхний плиоцен).

Наиболее древние конгломераты, приуроченные к аллювиально-пролювиальным отложениям карабулакской свиты, выходят по долинам рек Калмакпай и Ласты. Отложения карабулакской свиты представлены здесь чередованием пачек песчанистых глин, песков, гравийников, галечников и конгломератов общей мощностью до 100 *м*. В целом состав осадков свиты грубый. Породы обладают горизонтальной слоистостью, проявляющейся в переслаивании пачек различного гранулометрического состава и различной окраски. Все породы имеют желто-бурую окраску, оттенок которой меняется в зависимости от грубости материала — более тонкие породы окрашены ярче грубозернистых. Внутри пачек, особенно в песчано-гравийных отложениях, видна косая слоистость. Сортировка материала плохая. Конгломераты в карабулакской свите приурочены к низам грубообломочных пачек, залегающих на глинистых прослоях. Они обычно имеют мощность 1,5—3, реже 5—6 *м*. Обломочный материал некрупный — до 6—7 *см* в диаметре. Обломки пород всегда в той или иной степени окатаны и ориентированы со

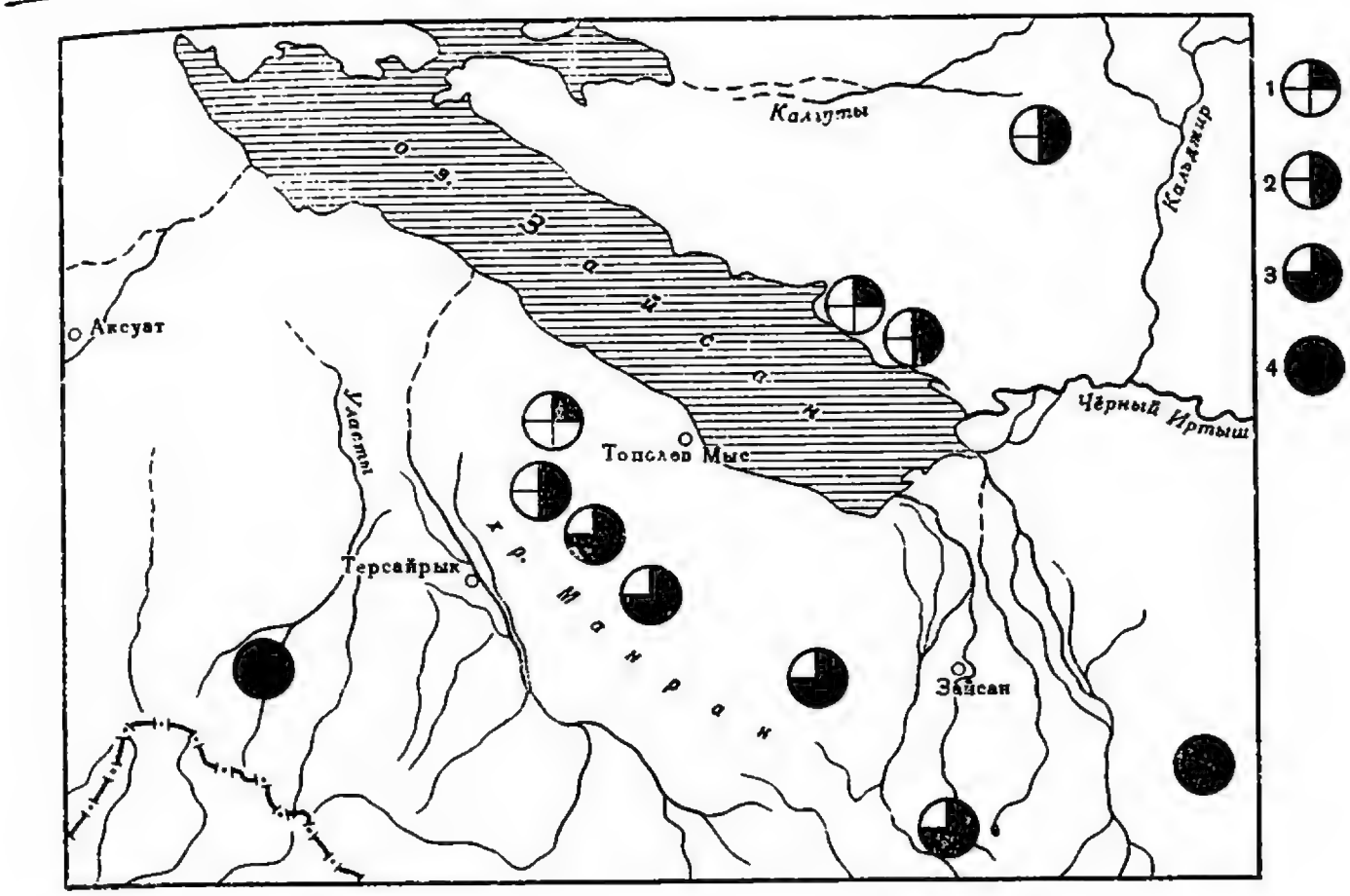


Рис. 1. Схема распространения верхнекайнозойских конгломератов

1 — верхнечетвертичные; *2* — среднечетвертичные; *3* — нижнечетвертичные; *4* — средне-верхнеплиоценовые

гласно напластованию. Нередко в толще конгломератов наблюдаются горизонтальные прослои разнозернистых песков мощностью до 0,3 *м*. Цемент конгломератов глинисто-карбонатный, розовато-серого цвета. Средне-верхнеплиоценовый возраст отложений, включающих горизонты конгломератов, определяется по фауне млекопитающих (Борисов, 1964).

Нижнеплейстоценовые конгломераты залегают в основании наиболее древних конусов выноса в прибортовых частях Зайсанской впадины. Ни в пределах Зайсанской впадины, ни в прилегающих районах до настоящего времени не найдено фаунистических остатков, позволяющих более или менее точно датировать эти отложения. Возраст их определяется условно по геоморфологическим данным и стратиграфическому положению. Нижнеплейстоценовые конгломераты широко распространены в южном Призайсанье у подножья хребтов Сайкан и Манрак — по долинам рек Кусто, Кызыл-Каин, Сарыбулак и в грабене Кульжай-ащи. В долинах рек Кусто, Казыл-Каин и Сарыбулак конгломераты залегают с размывом на глинистых отложениях палеогена и неогена, а в грабене Кульжай-ащи их подстилают девонские отложения, представленные алевролитами. Конгломераты залегают в основании толщи галечников общей мощностью до 20 *м*. Мощность конгломератов от 2,5 до 5 *м*. Их правильнее называть конгломерато-брекчиями, так как наряду с хорошо окатанной галькой присутствует остроугольный щебень. Обломочный материал представлен эффузивами, гранитами, алевролитами, песчаниками и реже кварцем, размером 5—10, иногда до 50 *см*. Конгломерато-брекчии состоят из горизонтально залегающих пачек разного гранулометрического состава, прочно сцементированных карбонатным цементом. Неизменной примесью цемента является глинистый материал. Нижнеплейстоценовые конгломерато-брекчии южного Призайсанья отлагались водами постоянных и временных потоков и относятся к аллювиально-пролювиальным образованиям.

Выходы среднеплейстоценовых конгломератов наблюдаются в южном Призайсанье — на Акжарском плато и в северном Призайсанье — у родника Курнеб и в обрыве третьей (35—40 *м*) террасы озера Зайсан у Бакланьего мыса. Их среднеплейстоценовый возраст определяется на основании сопоставления с аналогичными отложениями известными на Рудном Алтае. В южном обрыве Акжарского плато на размытой поверхности пологопадающих глин палеогена обнажается пласт неясно слоистых конгломератов, мощностью до 3,5 *м*, залегающих в основании 12—15-метровой пачки аллювиально-пролювиальных отложений. Обломочный материал довольно хорошо обработан, гальки состоят из серых биотитовых гранитов и эффузивов и реже алевролитов, песчаников и кварца размером от 3—5 до 10—15 *см*. В заполнителе хорошо промытый песок и гравий, прочно скрепленные карбонатным цементом. В северном Призайсанье у родника Курнеб конгломераты и покрывающая толща аллювиально-озерных галечников того же возраста дислоцированы совместно с подстилающими пестроцветными глинами верхнего мела и падают на юго-запад под ∠ 30—35°, образуя резко выступающую в рельефе гривку. Мощность конгломератов не более 2,0 *м*. В районе Бакланьего мыса конгломераты слагают горизонтально залегающую пачку мощностью до 2 *м* в основании толщи озерных галечников. Конгломераты выступают в обнажении карнизом над зелеными неогеновыми глинами. Они имеют ясную горизонтальную слоистость, проявляющуюся в чередовании грубообломочных и мелкозернистых прослоев. И те и другие прочно сцементированы карбонатом. В цементе конгломератов основную массу терригенного материала составляет кварц, в меньшем количестве присутствуют обломки слюдисто-хлоритовых сланцев, песчаников, зерна роговой обманки и пластинки слюд. Обломочные зерна кварца в этих конгломератах нередко имеют зазубренные, разъеденные края. Для среднеплейстоценовых конгломератов характерно отсутствие глинистых частиц, иными словами, хорошая промытость обломочного материала.

Самые молодые верхнеплейстоценовые конгломераты приурочены к отложениям низких речных и озерных террас. Подобные отложения встречаются по левому берегу р. Эспе в 1 *км* выше тракта Кокпекты-Зайсан. Здесь терраса имеет высоту 6—8 *м*. В ее цоколе выходят светло-зеленые глины палеогена, на размытой поверхности которых залегают собственно аллювиальные образования, представленные мелкогалечниковыми хорошо окатанными отложениями с прослоями песков.

Нижняя часть галечников сцементирована в конгломерат. Мощность конгломерата 1,5 *м*, а рыхлого галечника 4 *м*. Состав обломочного материала во всей аллювиальной пачке одинаков — кварцитовидные породы, эффузивы, реже граниты; мелкие обломочные зерна представлены кварцем, полевыми шпатами, обломками зерен роговой обманки и эпидота. Цемент конгломерата карбонатный.

Несмотря на то, что конгломераты занимают разное стратиграфическое положение, охватывая широкий возрастной интервал (от среднего — верхнего плиоцена до верхнего плейстоцена), они имеют ряд общих характерных черт.

1. Конгломераты залегают всегда на глинистых породах, являющихся хорошим водоупором.

2. Обычно они залегают несогласно на подстилающих породах и образуют горизонтальные или пологопадающие пласты, выделяясь в рельефе в виде резко выступающих карнизов (рис. 2), нередко венчающих обнажения.

Рис. 2. Выходы нижнеплейстоценовых конгломератов на правом берегу р. Сарыбула к

3. Состав терригенного материала конгломератов различный — он отвечает составу пород близлежащих горных хребтов.

4. Конгломераты во всех случаях образуют невыдержанные по простиранию пласты или линзы в нижней части единой грубообломочной толщи.

5. Все конгломераты сцементированы карбонатом кальция.

Необходимо более детально остановиться на особенностях строения карбонатного цемента, так как этот вопрос не рассматривался предыдущими исследователями. Из приведенного в начале статьи кратного обзора литературы видно, что основное внимание уделялось вопросу генезиса грубообломочных отложений и их возрасту. Проведенные исследования с уверенностью позволяют говорить о том, что грубообломочный материал накапливался различными путями. Так, среди описываемых конгломератов выделяются озерные, озерно-аллювиальные, аллювиальные и аллювиально-пролювиальные образования. Иными словами, цементации подверглись отложения самого различного генезиса. Поэтому для выяснения условий образования конгломератов нужно прежде всего изучить особенности цемента последних.

Цементирующее вещество, представленное карбонатом кальция, в грубообломочной пачке заполняет промежутки между терригенными зернами, превращая рыхлый галечник в компактную прочную породу. Цемент конгломератов по количественному соотношению между цементирующей массой и обломочным материалом принадлежит к порово-контактовому типу. В конгломератах кроме цементирующего вещества присутствует и заполняющее вещество, количество и состав которого сказываются на строении цемента. Заполняющее вещество в цементе конгломератов представлено либо только песчаными и гравийными зернами, либо песчаными и гравийными зернами с примесью глинистого материала. Необходимо отметить, что само глинистое вещество способно цементировать породу, если оно присутствует в достаточном для этого количестве. В рассматриваемых отложениях его мало и верхняя часть грубообломочной толщи, не сцементированная карбонатом, остается рыхлой.

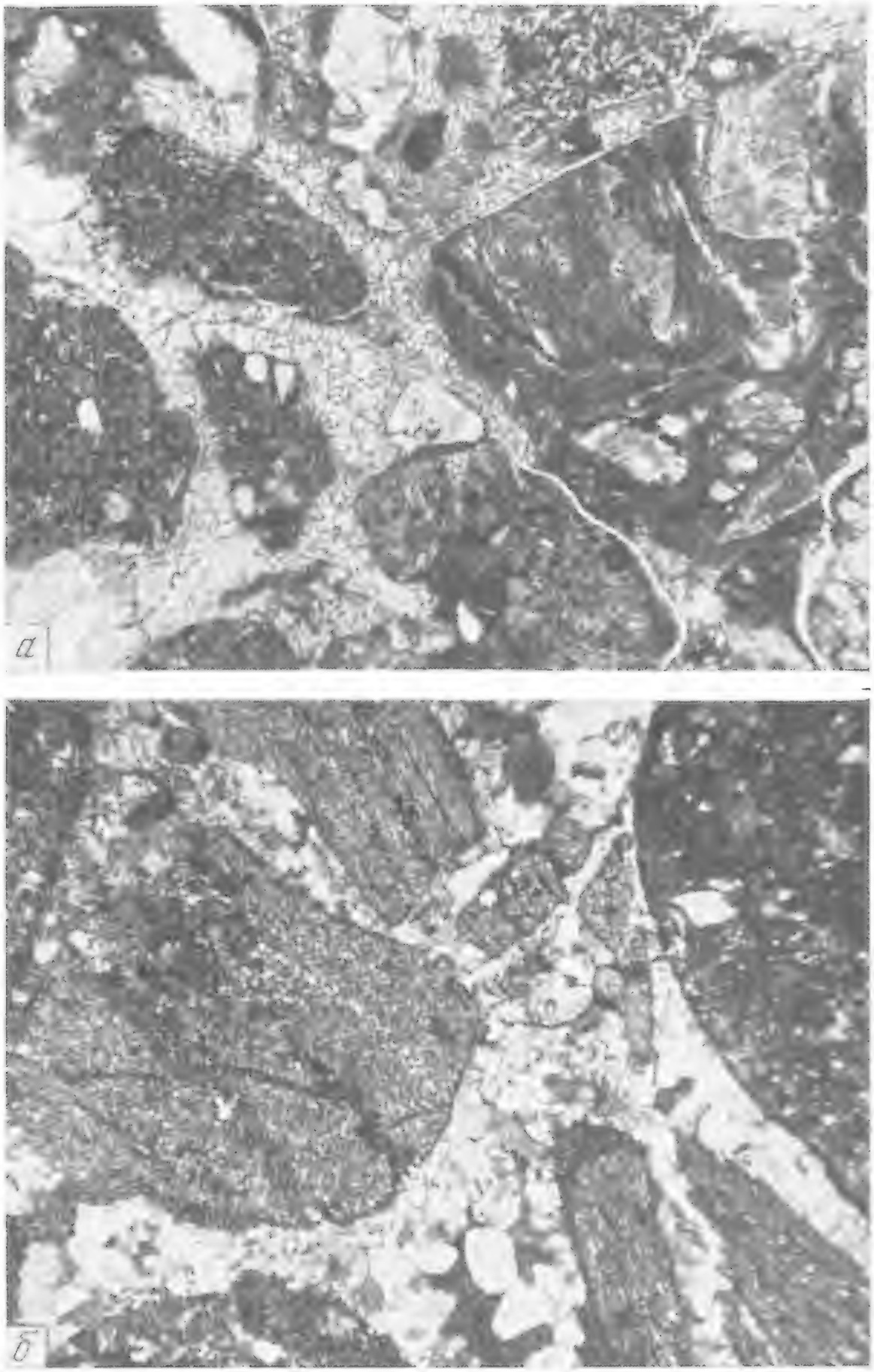


Рис. 3. Кристаллически зернистый карбонатный цемент конгломератов
а — плотный; *б* — пористый; ув. 50, ник. -|-

В конгломератах, не содержащих в заполнителе глинистого вещества, кальцит нередко представлен крупными прозрачными зернами с пойкилитовой структурой. По мере увеличения содержания глинистого вещества в заполнителе наблюдается уменьшение размеров кристаллов кальцита в связи с тем, что глинистое вещество играет роль примеси, затрудняющей перекристаллизацию (Каледа, 1958; Каледа и др., 1958). Как правило, цементы с примесью глинистого вещества имеют розова-

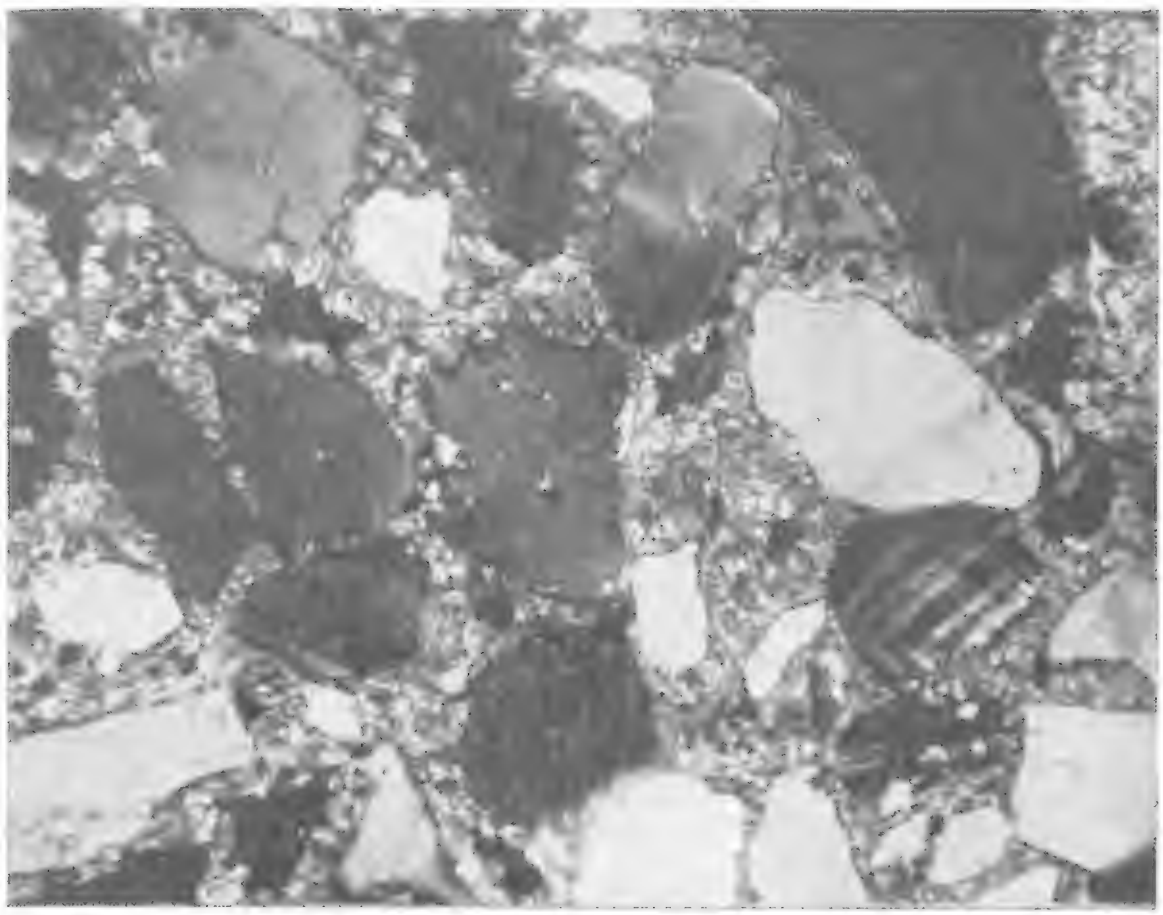


Рис. 4. Крустификационный карбонатный цемент конгломератов. ув. 50, ник. +

то-желтую окраску за счет гидроокислов железа, которыми нередко обогащены глины Зайсанской впадины.

В конгломератах с цементом порово-контактового типа значительный интерес представляет вопрос о характере и степени заполнения пустот. Чем больше заполнены поры, тем прочнее порода. Видимо, поэтому Ю. П. Селиверстов (1961), выделяя два разновозрастных горизонта конгломератов, указывал, что одни, более крепкие (верхнегобийские), имеют кремнисто-карбонатный цемент; а другие, менее прочно сцементированные (курнебские),— известковистый цемент, фактически же в обоих случаях цемент представлен чистым карбонатом.

Структура цемента конгломератов в основном двух видов: кристаллически зернистая (рис. 3*а* и *б*) (разной величины кристаллы кальцита заполняют промежутки между обломочными зернами) и крустификационная (карбонат кальция обрастает обломки в виде щеточек) (рис. 4). Оба вида структуры присутствуют в конгломератах всех возрастов и даже больше: в одном и том же шлифе нередко можно видеть участки с кристаллически зернистой и крустификационной структурой.

Изредка в цементе конгломератов наблюдаются участки с ярко выраженной коррозионной структурой. Кальцит, цементирующий обломочный материал, не только выполняет промежутки между зернами и обрастает их, но и внедряется в терригенные зерна кварца, заполняя в них зазубрины и углубления, получившиеся вследствие растворения последнего. Замещение кварца кальцитом происходит благодаря одновременному растворению кварца и осаждению кальцита из растворов, циркулирующих в грубообломочных отложениях. Экспериментальным путем установлено, что такое замещение возможно в щелочных и слабокислых растворах (при pH—4), хотя оптимальные условия создаются в щелочной среде (PH—9,9), так как именно при высоких pH лучше всего происходит растворение кварца и уменьшается растворимость кальцита. Причем этот процесс с повышением температуры протекает интенсивней в

связи с тем, что кварц переходит в раствор в бóльших количествах, а растворимость карбоната падает (Кашик, 1965).

Цементация породы, несомненно, произошла после накопления грубообломочного материала за счет кристаллизации кальцита из грунтовых вод, фильтрующихся в нижней части пачки грубообломочного материала над глинистым водоупором. Воды наиболее близких к дневной поверхности горизонтов обогащаются углекислотой, которая поступает в воду из воздуха и почвы (Каледа, 1958). Углекислые воды легко выщелачивают кальций наряду с другими щелочными и щелочноземельными элементами из его соединений. Необходимо отметить, что способность грунтовых вод содержать в растворенном состоянии бóльшие или мéньшие количества бикарбоната кальция тесным образом связана с количеством свободной углекислоты, растворенной в воде (Соколов, 1964). Увеличение количества CO_2 резко повышает растворимость $CaCO_3$, так как последний переходит в гораздо более растворимый бикарбонат кальция $Ca(HCO_3)_2$. Однако бикарбонатный ион в отсутствие свободной углекислоты не устойчив, так как существует подвижное равновесие $HCO_3^- \rightleftarrows CO_3^{--} + H^+$, согласно которому для образования HCO_3 необходима некоторая концентрация водородных ионов. Эти водородные ионы возникают при диссоциации свободной углекислоты: $CO_2 + H_2O \rightleftarrows H_2CO_3 \rightleftarrows HCO_3^- + H^+$. Из приведенных уравнений явствует, что каждой концентрации бикарбонатного иона соответствует определенная концентрация избыточной свободной углекислоты. И если эта концентрация CO_2 уменьшается процессами диффузии или поглощения, то неизбежно часть бикарбоната превращается в карбонат и в присутствии ионов Ca^{++} уходит в осадок в виде кальцита $Ca(HCO_3)_2 \rightleftarrows CaCO_3 + CO_2 + H_2O$. Большая проницаемость грубообломочных пород, в нижней части которых циркулируют грунтовые воды, и их незначительная мощность не препятствуют потере углекислоты этими водами. Процесс выпадения кальцита, вероятно, ускоряется в Зайсанской впадине благодаря теплому и сухому климату, способствующему испарению грунтовых вод зоны активного водообмена, а следовательно, и увеличению концентрации растворов. Помимо ионов Ca^{++} и HCO_3^- грунтовые воды, тем более воды аридной зоны, могли содержать значительные количества и других ионов (Na^+, Mg^{++}; Cl^-; SO_4^{--}), но концентрация их была, по-видимому, недостаточной для осаждения соответствующих солей и поэтому они не улавливаются ни при микроскопическом изучении карбонатного цемента, ни химическим анализом его.

Таким образом, процессы испарения грунтовых вод и свободный газообмен с атмосферой приводят к осаждению кальцита. Кристаллизация карбоната из грунтовых вод известна давно, и данный механизм осаждения приведен лишь для того, чтобы показать возможность широкого развития карбонатного цемента при наличии определенных условий, которые в Зайсанской впадине существовали в течение всего верхнего кайнозоя, чему и обязано широкое развитие конгломератов, аналогичных собственно верхнегобийским-нижнечетвертичным конгломератам, выделенным В. А. Обручевым в Центральной Азии. Поэтому пласты конгломератов нельзя рассматривать в качестве маркирующего горизонта нижнего плейстоцена, их возраст в каждом конкретном случае должен определяться по прямым геологическим данным.

ЛИТЕРАТУРА

Борисов Б. А. Стратиграфия верхнего мела и палеоген-неогена Зайсанской впадины.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Алтая и Казахстана, 1963.

Великовская Е. М. О генезисе некоторых типов континентальных плиоценовых и четвертичных отложений Зайсанской котловины.— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, 1957, № 21.

Курдюков К. В. и Смеловская М. М. Третичные отложения южной части Зайсанской котловины.— Вопросы геологии Азии, т. 1. М., 1954.

Каледа Г. А. Некоторые замечания к вопросу об эпигенезе осадочных пород.— Труды МГРИ, т. XXXIII. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Каледа Г. А., Моралев В. М., Воронов В. М., Рац М. А. К вопросу о влиянии примесей на перекристаллизацию карбонатных пород.— Труды МГРИ, т. XXXIII, Госгеолтехиздат, 1958.

Кашик С. А. О замещении кварца кальцитом в осадочных породах.— «Геохимия», 1965, № 2.

Лавров В. В. и Ерофеев В. С. Стратиграфия третичных толщ Зайсанской впадины.— Вестник АН КазССР, 1958, № 11 (164).

Нехорошев В. П. Древнее оледенение Алтая.— Труды Комиссии по изуч. четверт. периода, 1932, вып. 1.

Нехорошев В. П. Новые данные по геологии Большого Алтая.— Труды Комиссии по изуч. четверт. периода, 1932, вып. 1.

Обручев В. А. Центральная Азия, Северный Китай, Тянь-Шань. Отчет о путешествии в 1892—1894 гг., т. 1, 1900.

Обручев В. А. Пограничная Джунгария, т. III, вып. 2, М.— Л., 1940.

Обручев В. А. Пограничная Джунгария. Землеведение. Бюлл. МОИП, 1948, т. II.

Селиверстов Ю. П. К стратиграфии антропогеновых образований Северо-Восточного Казахстана и Алтая.— Материалы по четв. геол. и геоморф. СССР. Л., 1961.

Соколов Д. С. Основные условия развития карста. М., Госгеолтехиздат, 1964.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

1967 № 33

С. А. ЛАУХИН

МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ФАУНЫ МЛЕКОПИТАЮЩИХ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ БАССЕЙНА Р. ЧАДОБЕЦ (СЕВЕРНОЕ ПРИАНГАРЬЕ) В КОНЦЕ ПЛЕЙСТОЦЕНА

Находки фауны млекопитающих четвертичного периода с р. Чадобец известны были еще в прошлом столетии. По данным К. Д. Глинки (1910) и Д. А. Драницина (1913), впервые их описал еще И. Д. Черский[1]. С тех пор сборы фауны были повторены И. А. Шульгой (1913) и С. В. Обручевым (1932, 1933). Большинство из этих находок не имеет точной привязки, почти все они не определены даже до вида. Все это резко снижает значение их для целей стратиграфии и реконструкции палеогеографии.

Летом 1963 г. в маршруте по р. Чадобец от Чадобецкого поднятия до устья автором были собраны с кос р. Чадобец многочисленные кости (214 шт.) крупных млекопитающих. Вся определенная фауна[2] принадлежит верхнепалеолитическому комплексу, наиболее молодой его части. Поскольку весь остеологический материал является подъемным, рассмотрим вначале вопрос о его наиболее вероятной стратиграфической принадлежности.

Долина р. Чадобец в нижнем течении имеет четковидное строение (рис. 1). При пересечении траппов долина узкая, каньонообразная. Террасы, как правило, эрозионные, развиты слабо. В русле много порогов и шивер, кос нет. На участках развития пород тунгусской серии долина резко расширяется, появляются аккумулятивные надпойменные террасы (I и II), широко развита пойменная терраса. Русло интенсивно меандрирует. Ширина меандрового пояса в 2—3 раза меньше ширины поймы. Появляются большие песчаные и песчано-галечные косы.

В низовьях Чадобца выделяется два расширения долины: Яркинское и Юрохтинское. Предыдущими исследователями фауна была собрана преимущественно в Юрохтинском расширении, ниже с. Юрохта. Автором больше 25% фауны собрано в Яркинском расширении, впервые сделаны находки у с. Яркино и выше по течению (рис. 1).

В долине Чадобца ниже р. Бивы прослежено 7 надпойменных террас: VII — 80—90 *м*, VI — 60—70 *м*, V — 50—60 *м*, IV — 30—35 *м*, III — 20—25 *м*, II — 14—17 *м*, I — 8—10 *м* и пойменная до 5 *м*. Вверх по течению количество террас уменьшается. В сужениях долины река подмывает лишь коренные цоколи террас, аккумулятивные накопления очень маломощны. Фауна в участках сужений не обнаружена, а вынос ее в участки расширений через многочисленные бурные пороги и шиверы полностью исключен. Вся фауна собрана в расширениях долины и имеет местное происхождение: вымыта из террас, развитых в этих расшире-

[1] Какая фауна была описана И. Д. Черским с р. Чадобец и в какой работе, ни К. Д. Глинка, ни Д. А. Драницин не указывают. В известных мне опубликованных работах И. Д. Черского сведения о ней обнаружить не удалось.

[2] Пользуюсь случаем выразить глубокую благодарность старшему научному сотруднику Палеонтологического института АН СССР И. А. Дуброво, которая определила всю собранную фауну.

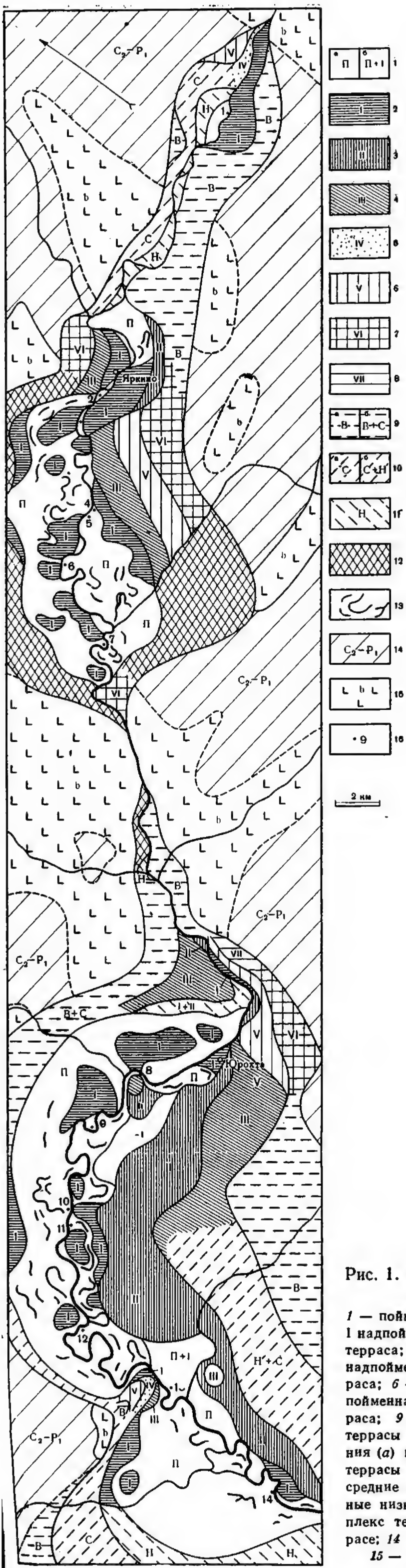


Рис. 1. Схема террас в долине р. Чадобец (нижнее течение)

1 — пойменная (*а*) и нерасчлененные пойменная и I надпойменная террасы (*б*); *2* — I надпойменная терраса; *3* — II надпойменная терраса; *4* — III надпойменная терраса; *5* — IV надпойменная терраса; *6* — V надпойменная терраса; *7* — VI надпойменная терраса; *8* — VII надпойменная терраса; *9* — нерасчлененные высокие (VI и VII) террасы и придолинная поверхность выравнивания (*а*) и высокие (VI и VII) и средние (IV и V) террасы (*б*); *10* — нерасчлененные средние (*а*) и средние и низкие (*б*) террасы; *11* — нерасчлененные низкие террасы; *12* — нерасчлененный комплекс террас; *13* — старицы на пойменной террасе; *14* — осадочные породы Тунгусской серии; *15* — траппы, *16* — местонахождение фауны

Заказ № 1460

ниях. В Яркинском расширении подмываются только пойменная и I надпойменная террасы[1]. В Юрохтинском расширении около устья р. Ойгозо и ниже подмывается, кроме того, и II надпойменная терраса. Уступы более высоких террас задернованы, заросли деревьями и в последние годы руслом не подмывались. Учитывая большую разрушительную силу весенних ледоходов на реках Восточной Сибири, трудно предположить, что фауна на косах может «пережить» более 2—3 ледоходов. Видимо, она обновляется после каждого ледохода за счет размыва береговых обнажений.

Наибольшее число береговых обнажений вскрывает разрез пойменной террасы. Высота ее вниз по течению несколько увеличивается, что объясняется увеличением стока. Ширина пойменной террасы от 2—4 до 6 *км*, очень велика по отношению к ширине русла (соотношения варьируют обычно в пределах от 30 : 1 до 50 : 1). Строение разреза поймы очень разнообразно, но в данной статье рассмотрено быть не может. Отметим только, что сложен разрез преимущественно супесями и суглинками серого цвета, иногда с прослоями песка серого, мелкозернистого.

I надпойменная терраса прослежена с небольшими перерывами на всем участке нижнего течения Чадобца. Высота ее увеличивается вниз по течению от 6—8 *м* у оз. Колюгоминского (у верхней рамки на рис. 1) до 8—10 *м* в Яркинском и Юрохтинском расширениях и до 10—12 *м* в устье. Разрез ее вскрывается в многочисленных береговых обнажениях и представлен вверху серыми песками, супесями и суглинками; внизу ржаво-желтым «охристым» гравелитом с галькой.

II надпойменная терраса подмывается руслом только в Юрохтинском расширении (см. рис. 1). Единственный полный разрез ее изучен в 5 *км* к северу от р. Ойгозо. Он выглядит следующим образом (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Суглинок буровато-серый, легкий, слабопесчанистый, неслоистый, в подошве — прослой гравия мощностью 2—20 см. Нижний контакт четкий	0,9—1,2
2. Песок серый слабоглинистый, мелкозернистый, хорошо отсортированный, горизонтально-волнистослоистый, с тонкими прослоями мелкого гравия	0,7—1,0
3. Горизонтально залегающие прослои песков и суглинков, серых, обогащенных тонкораспыленным торфянистым веществом. Ниже 4 *м* прослои песка приобретают ржавый оттенок. Суглинки по всему слою серые. Внизу слоистость грубее, в отдельных песчаных прослоях отмечена косая слоистость	12—13

На пляже, под обнажением, найден зуб Equus caballus L. Это единственная находка, сделанная в непосредственной близости от обнажения II террасы.

Ниже по течению обнажаются отдельные фрагменты разреза. Внизу его местами появляется гравий, единичные гальки. Иногда пески внизу имеют оранжево-ржавый цвет, но железистых песчаников и конгломератов, типичных для низов разреза I террасы, в разрезе II террасы наблюдать не удалось.

Количественное соотношение в составе фауны из крупных местонахождений как в Яркинском, так и в Юрохтинском расширениях одинаково[2], хотя в первом случае подмываются две, а во втором три террасы.

---

[1] Ниже с. Яркино (см. рис. 1) к руслу подходит уступ III террасы, которая является здесь эрозионной.

[2] Фауна распределена по местонахождениям (№ на рис. 1): Mammuthus primigenius N 1—4; 7—11, 14; Coelodonta antiquitatis N 7—9, 11, 14; Equus caballus N 2, 4, 5, 7, 9—12, 14; Bison priscus N 6—9, 11; Bison sp. N 4, 5, 9—11, 14; Bos (Bison) sp. N 7—9, 11, 13, 14; Rangifer tarandus N 7; Cervus elaphus N 9, 11, 14; Megaloceros sp. N 9, 14.

Размыв II террасы, таким образом, на состав фауны не влияет. В местах, где развита пойменная терраса (и II надпойменная на Юрохтинском участке), косы песчаные. Непосредственно ниже обнажений I надпойменной террасы косы песчано-галечные с большим количеством слабоокатанных обломков железистых песчаников и гравелитов из нижней части разреза I террасы. Ниже по течению от обнажений этой террасы количество галек в строении косы уменьшается, и на расстоянии 2—2,5 *км* ниже обнажения косы становятся песчаными. Вся фауна приурочена к песчано-галечным косам. По мере удаления от обнажения I террасы количество костей постепенно уменьшается. В 1,5—2 *км* ниже обнажений I террасы, за редким исключением, попадались лишь мелкие неопределимые обломки. Следовательно, и в пределах расширений перенос фауны на большие расстояния не осуществляется. Значительная часть (более 1/3) собранного костного материала покрыта с поверхности черным налетом гидроокислов железа, в крупных полостях костной ткани содержатся включения рыхлого железистого песчаника и гравелита, которые наблюдаются только в разрезе I террасы. В нескольких обнажениях I террасы собраны in situ неопределимые костные остатки. В разрезах пойменной, II надпойменной и более высоких террас фауны не обнаружено.

Все сказанное выше позволяет предполагать, что подавляющее большинство фауны одновозрастно и происходит из аллювия I надпойменной террасы. В связи с этим остановимся на рассмотрении строения разреза I террасы более подробно.

Собранная фауна позволяет датировать возраст I террасы верхним плейстоценом. Кроме того, эта терраса прослежена до устья Чадобца, где она переходит в I надпойменную террасу Ангары, возраст которой как на Ангаре, так и в среднем течении Енисея определяется самым концом верхнего плейстоцена (Громов, 1948; Равский, 1959; Равский и др., 1964; Фениксова, 1964; Цейтлин, 1964, и многие другие). В долине Енисея ниже р. Бахты I терраса прислонена к отложениям каргинской террасы и имеет сартанский возраст (Архипов, 1960). Время образования этой террасы на нижней Ангаре (по крайней мере верхних ее слоев) также совпало с временем развития сартанского оледенения. Доказательство тому широкое развитие в центральных районах внеледниковой зоны в верхах разреза первых надпойменных террас псевдоморфоз по ледяным клиньям. Автор наблюдал их в разрезе I террасы на Чадобце, в низовьях Ангары (у пос. Ново-Ангарск), на Чулыме (в 20 *км* севернее с. Б. Улуй), С. П. Горшков (1962) описал их в разрезе I надпойменной террасы р. Галактионихи (левый приток Енисея). Наиболее полный разрез I террасы Чадобца обнажается на правом подмывном берегу Чадобца в 0,5 *км* выше устья р. Богдачанки, где снизу вверх вскрывается (рис. 2):

	Мощность, *м*
1. Гравелит ржаво-желтый до ржаво-оранжевого, рыхлый, с большой примесью мелких галек. Цемент — гидроокислы железа. В гравелите прослои серого песка с галькой. Порода горизонтальнослоистая, внутри горизонтальных слоев косая слоистость. В железистых гравелитах попадаются in situ обломки крупных веток и мелких стволов, сильно ожелезненных. Здесь же in situ в 0,2 м над урезом воды обнаружено ребро очень крупного животного (Elephas sp.?), также сильно ожелезненное. Состав гальки и гравия: кремнистые породы, песчаники, кварц, алевролиты, аргиллиты (из пород тунгусской серии), реже халцедон и др.	1,8
2. Горизонтальное переслаивание серых песков и супесей с ржаво-черным гравием. В прослоях гравия слоистость косая. Сверху вниз количество супеси уменьшается за счет увеличения количества гравия, сло-	

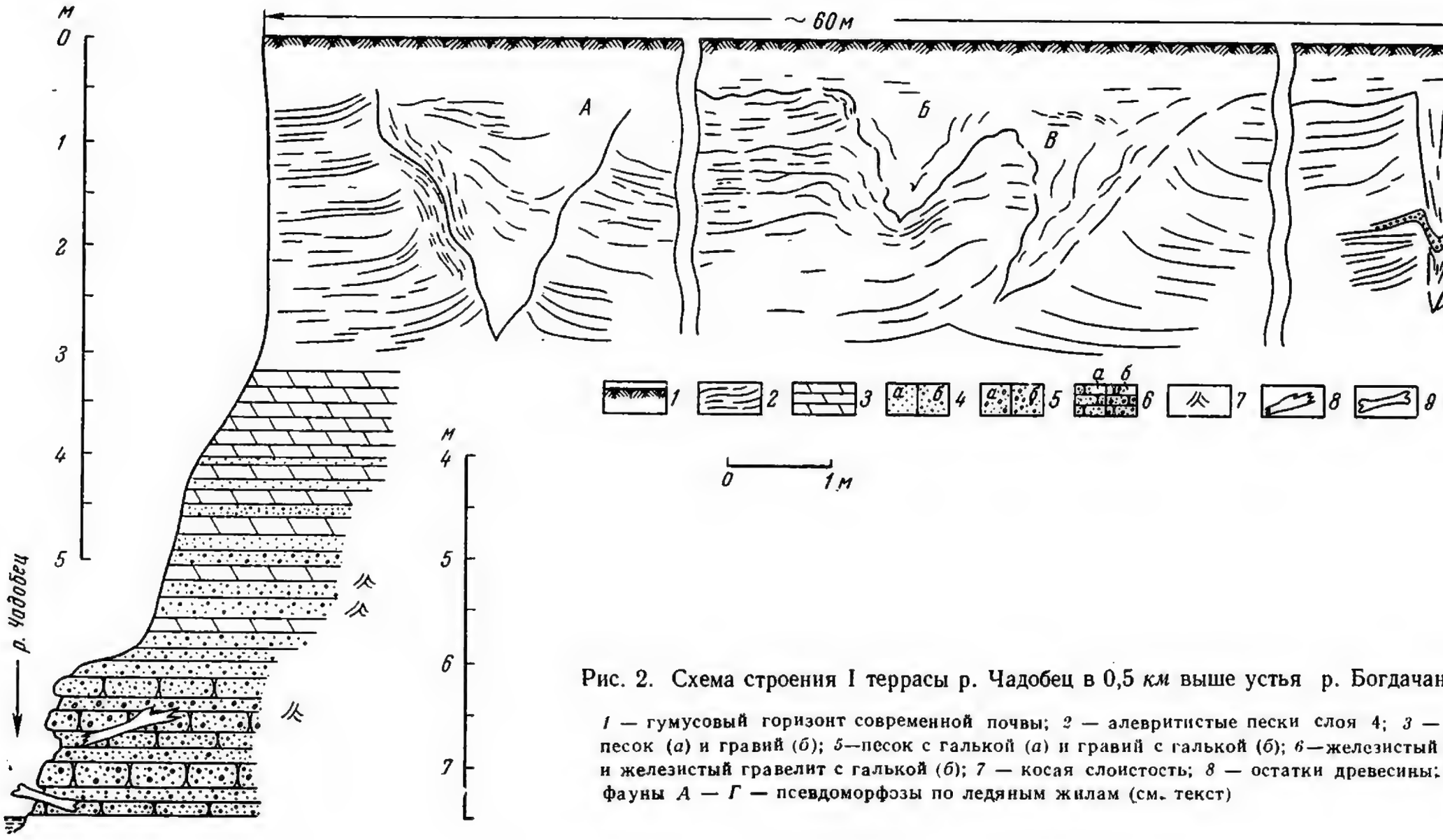


Рис. 2. Схема строения I террасы р. Чадобец в 0,5 *км* выше устья р. Богдачанки

1 — гумусовый горизонт современной почвы; *2* — алевритистые пески слоя 4; *3* — супеси; *4* — песок (*а*) и гравий (*б*); *5*—песок с галькой (*а*) и гравий с галькой (*б*); *6*—железистый гравелит (*а*) и железистый гравелит с галькой (*б*); *7* — косая слоистость; *8* — остатки древесины; *9*— находка фауны *А — Г* — псевдоморфозы по ледяным жилам (см. текст)

истость горизонтальная. Внизу преобладает гравий. Песок полимиктовый, прекрасно окатан и отсортирован в разных прослоях от тонко- до грубозернистого. Гравий мелкий и средний, хорошо и средне окатанный, в составе преобладают кремнистые породы, много кварца. Все гравелины покрыты налетом гидроокислов железа. Интересно почти полное отсутствие в слоях 1 и 2 галек и гравия траппов 1,7

3. Супесь буровато-серая слабоглинистая, со слабо выраженной горизонтальной слоистостью, пронизана густой сетью древней корневой системы, выполненной белым мучнистым карбонатом 0,8

Нижние слои (1 и 2) обладают всеми признаками руслового аллювия равнинных рек, пристрежневой фации (слой 1) и фации прирусловой отмели (слой 2). Верхняя часть слоя 2, где косая слоистость отсутствует, возможно, относится уже к ленточной субфации пойменного аллювия. Суглинки слоя 3 отлагались, видимо, в условиях внутренней зоны поймы. Нижняя часть разреза I террасы прослеживается в долине Чадобца по крайней мере до устья р. Пуни. Везде русловые фации четко выделяются в разрезе сильным ожелезнением, косой (часто диагональной) слоистостью, гравелистым составом с большой примесью галек. Вверх по течению за пределами Юрохтинского и Яркинского расширений фация прирусловой отмели редуцирована; зато видимая мощность пристрежневой фации увеличивается от 1,8—2,2 *м* в Юрохтинском расширении до 3—3,2 *м* у оз. Колюгоминского. Это вполне согласуется с современным режимом русла: прирусловые отмели особенно велики в меандрирующем русле. В некоторых обнажениях (например, у озера Колюгоминского) русловые фации перекрываются старичной фацией, на которой залегают горизонтально переслаивающиеся супеси, суглинки и тонкозернистые пески — приречная фация пойменного аллювия. Таким образом, слои 1—3 (см. рис. 2) представляют собой разрез аллювия, весьма близкий к типичному для равнинных рек умеренного пояса (Шанцер, 1951).

4. Песок желтовато-серый, средне и плохо окатанный, кварцевый со значительной примесью зерен темноцветных минералов, плохо отсортированный, разнозернистый (в основном мелкозернистый), глинистый с большой примесью алеврита, горизонтальнослоистый. В основной массе слоистость выражена плохо, четко выделяются только отдельные тонкие, линзовидные прослои, обогащенные гравием или наименее глинистые. Гравий мелкий и средний, средне и плохо окатанный; в составе преобладают кремнистые породы, сравнительно много плохо окатанных гравелин траппа. Порода слабо облёссована. До глубины 0,5—0,7 *м* слоистость сильно разрушена процессами современного почвообразования (верхние 0,3 *м* представлены гумусовым горизонтом), но все же удается проследить отдельные горизонтальные прослои, обогащенные гравием. Ниже слоистость нарушена псевдоморфозами по ледяным жилам. В стенке обнажения длиной 120 *м* изучено 7 клиньев. Расположение их примерно на одном расстоянии (18—20 *м*) друг от друга, загибание слойков вмещающих пород вверх, следы полигональных валиков (?) говорят о наличии полигональной сети псевдоморфоз по ледяным[1] клиньям, сингенетичным осадку 3,2

Отложения слоя 4 ближе всего к неяснослоистым суглинкам внутренней зоны поймы северотаежных рек «Енисейского типа» или к русловой фации проток рек «Индигирского типа», описанным Ю. А. Лаврушиным (1963). К первым она близка по текстурным особенностям, положению в разрезе, наличию псевдоморфоз по полигонально-жильным льдам, но отличается от них грубозернистым составом (существенно песчанистым с прослоями гравия). Ко вторым эта толща близка по сильной заиленности, плохой сортировке, песчанистости, тонколинзоватой, горизонтальной слоистости, но отличается по положению в разрезе (выше поймен-

[1] В последние годы все чаще обнаруживают псевдоморфозы по первичногрунтовым жилам (Данилова, 1956; Попов, 1960 и др.). Ряд признаков (острый нижний конец, преобладающее загибание слойков вмещающих пород вверх и пр.) не позволяет считать описанные нами псевдоморфозы первичногрунтовыми жилами. Вместе с тем даже такие важные признаки грунтовых жил, как загибание слойков вмещающих пород вниз и «вертикальная слоистость», по мнению Т. Н. Каплиной и Н. Н. Романовского (1960), более характерны для псевдоморфоз по ледяным жилам.

ной фации), наличию грубых гравийных прослоев и отсутствию при этом косой слоистости, по незначительному количеству органики. Видимо, осадки слоя 4 не имеют полных аналогов в современных речных отложениях и представляют собой пример перигляциального аллювия. В бассейне нижнего течения Ангары разрез I террасы не имеет пыльцевой характеристики. Образцы, отобранные из ее разреза на Чадобце, также оказались пустыми. Данные же спорово-пыльцевого анализа верхней части отложений I террасы крупных рек, расположенных северо-восточнее и юго-восточнее бассейна Чадобца (Нижняя Тунгуска, Усть-Илим), показывают развитие холодных и сухих (до 30% ксерофитов от суммы трав) перигляциальных степей во время накопления этих осадков (Гитерман, 1963; Боярская, 1961). Бассейн Чадобца расположен западнее и ближе к центральной части внеледниковой зоны, но и здесь климат был не менее сухим и холодным, что доказывается развитием в верхах разреза I террасы мощных псевдоморфоз по полигонально-жильным льдам.

Согласно А. И. Попову (1960), форма псевдоморфоз определяется мощностью деятельного слоя в период формирования ледяных жил. Отсюда, строго клиновидная форма псевдоморфоз в аллювии I террасы Чадобца указывает на почти полное отсутствие деятельного слоя в период их формирования. Деятельный слой лишь в местах локального увлажнения достигал глубины 0,5 *м*, что фиксируется раздувом клиньев А и Б (см. рис. 2) [1]. Уже в 20—30 *м* от них клинья В и особенно Г имеют спрямленные контуры. Отмечается только один кратковременный импульс деградации вечной мерзлоты. Он фиксируется деформацией, прослеженной во всех клиньях примерно на одной глубине в 1,2—1,5 *м*. Видимо, в это время клин Б принял форму котла.

Таким образом, отложения слоя 4 накапливались в условиях очень холодного и сухого климата при высоком стоянии вечной мерзлоты. Сухость климата способствовала уменьшению жидкого стока. Вместе с тем интенсивное физическое выветривание сильно увеличило твердый сток, особенно в Яркинском и Юрохтинском расширениях [2], где наиболее широко развиты самые податливые к размыву и разрушению в бассейне Чадобца осадочные породы пермокарбона. Усиленное поступление наносов создало такое соотношение твердого и жидкого стока, при котором меандрирование русла стало невозможно. Русло реки разбилось на множество проток со слабым течением, перегруженных продуктами физического выветривания и почти неспособных к эрозии, которая также затруднялась высоким стоянием вечной мерзлоты. Преобладание аккумуляции привело к наложению на «нормальный» разрез аллювия (слои 1—3) более молодых отложений слоя 4. Слабый распластанный поток мог перемещать частицы не крупнее гравийной размерности. В многочисленных мелких протоках со слабым течением формировались плохосортированные, слабодифференцированные фациально, сильно заиленные осадки. Такой поток не мог производить значительную переработку продуктов физического выветривания. Отсюда слабая окатанность песчаных и гравийных зерен в слое 4. Подавленность химического выветривания явилась причиной сравнительно большого количества гравия траппов в слое 4.

Накопление аллювия по констративному типу происходило только

---

[1] Литологическая однородность отложений слоя 4 не позволяет предполагать здесь относительного ускорения осадконакопления.

[2] Относительно большая густота гидросети и в настоящее время обеспечивает здесь более 30% стока. Наибольший прирост твердого и жидкого стока приходится на Юрохтинское расширение.

в Юрохтинском (мощность слоя 4 до 4,5 *м* [1]), в меньшей степени в Яркинском (мощность 3—3,5 *м*), расширениях, где был больший приток мелкозема. Выше озера Колюгоминское отложения слоя 4 не наблюдаются. В участках сужений, в силу каньонообразного строения долины, распластывания потока не происходило. Продукты физического выветривания траппов, представленные в основном крупными глыбами, не могли быть переработаны слабым потоком. Видимо, здесь период наибольшего похолодания на строении разреза не отразился.

Итак, верхняя часть разреза I террасы сформировалась в условиях весьма сурового климата и является наложенной, более молодой по отношению к нижней. Часть фауны заведомо происходит из нижней (ожелезненной) части разреза.

Из 214 находок только 165 удалось определить до рода и почти все из них до вида. Остальные 49 костей, в основном ребра, позвонки, бивни, фрагменты трубчатых костей, оказались неопределимы. Остатки, заведомо принадлежащие одной особи, не обнаружены. Среди определенной фауны больше всего остатков мамонта, затем быки, лошади и носороги. Это соотношение выдерживается во всех крупных местонахождениях как Яркинского, так и Юрохтинского расширений. При сравнительно большом количестве остеологического материала весьма показательна видовая бедность фауны и приспособленность ее к условиям сухих безлесных пространств. Среди этого комплекса выделяется сравнительно большое количество остатков благородного оленя (5%) — типично лесной формы. Все остатки Cervus elaphus L. не несут следов ожелезнения. Возможно, они переотложены из разреза II террасы. В Яркинском расширении, где эта терраса не размывается, остатков C. elaphus L. не обнаружено. Mammuthus primigenius Blum. составляют 37% собранной фауны. Фрагментарность материала позволила определить до вида около половины остатков этого рода. В целом однообразный облик фауны и одинаковая сохранность материала позволяют условно отнести все остатки к виду M. primigenius Blum. Все зубы, собранные с восьми кос, принадлежали поздней форме мамонта. По-видимому, все прочие остатки мамонта принадлежат к этой же форме [2]. Большое количество остатков мамонта вряд ли отражает его резкое преобладание в составе фауны. Среди остатков мамонта много костей молодых особей, а это является признаком вымирания вида (Громов, 1948). Бóльшая часть остатков происходит из нижних слоев I террасы, которые не могут быть моложе времени сартанского оледенения. Следовательно, вымирание мамонта в бассейне Чадобца началось задолго до наступления тайги, которое явилось, по мнению В. И. Громова (1948), причиной вымирания мамонта в Сибири. Видимо, в данном случае мы имеем результат эпизоотии, которая привела к массовой гибели мамонтов. Среди других видов большого количества остатков молодых особей не обнаружено.

Из остатков быков 2/3 принадлежит бизонам. Остатки, определенные как Bos (Bison?) sp., также, видимо, относятся к бизонам, но не исключено, что часть из них может принадлежать первобытному туру. К. Д. Глинка (1910) писал о присутствии в сборах И. А. Шульги с нижнего Чадобца остатков, определенных как Bos primigenius Boj. Среди собранной нами фауны только две кости бизона удалось определить до

---

[1] В обнажениях мощность слоя 4 меньше, но бровка террасы у обнажений обычно на 1,5 — 2 *м* ниже поверхности террасы. В закопушке на поверхности террасы в стороне от бровки обнаружены пески слоя 4.

[2] Часть челюсти M. primigenius Blum. с зубами позднего типа была обнаружена in situ в разрезе I террасы Чадобца Б. Н. Леоновым (Равский, 1959).

вариетета. Одна из них, часть черепа с рогом, принадлежала короткорогой форме (Bison priscus deminutus W. Grom.). Она найдена на косе Чадобца в 1,7 *км* к западу от устья р. Корыбы (местонахождение 7) в 1—1,5 *км* ниже подмываемого обнажения I террасы Чадобца. Вторая находка — неполный рог Bison priscus longicornis (?) W. Grom. — был обнаружен на косе левого берега Чадобца в 8 *км* к западу от с. Юрохта (местонахождение 11). Степень сохранности рога допускает возможность его двух-трехкратного переотложения. Скорее всего он переотложен из аллювия II террасы, широко развитой вдоль левого берега (рис. 1). Кроме того, часть черепа с рогами B. priscus deminutus W. Grom. (прекрасной сохранности) найдена Н. А. Чудаковым на косе в 1,5 *км* выше устья рч. Ильбокич (местонахождение 8).

На третьем месте по количеству находятся остатки Equus caballus L. Они представлены зубами, фрагментами челюстей, костями конечностей и т. д. Остатки, которые удалось определить детальнее, чем до вида, все принадлежали мелкой форме.

Интересно отметить присутствие Megaloceros sp. Два обломка нижней челюсти этого оленя найдены на косах Чадобца в Юрохтинском расширении (см. рис. 1). До сих пор единственная в Восточной Сибири находка остатков этого животного была описана А. А. Бялыницким-Бирулей в верхнепалеолитической стоянке Верхоленская гора на правом берегу Ангары в 3 км ниже Иркутска (Громов, 1948; Вангенгейм, 1961). Наши находки расширяют ареал распространения Megaloceros sp. в Восточной Сибири почти на 800 *км* к северу.

Остатки северного оленя представлены всего тремя обломками рогов и собраны на одной косе. В то же время южнее (район Красноярска и Иркутска) в верхнепалеолитических стоянках, одновозрастных с аллювием I надпойменной террасы Енисея и Ангары, остатки Rangifer tarandus L. обычно являются преобладающими в составе фауны. Обилие остатков северного оленя в кухонных отбросах стоянок вряд ли можно объяснить спецификой охоты, так как последняя прямо зависит от количественного соотношения видов в составе фауны. Маловероятно, что в период сартанского оледенения климат района Красноярска и бассейна Чадобца различался больше, чем ныне. Поэтому трудно ожидать и коренных различий в составе фауны этих двух районов в то время. Не исключена возможность одомашнивания северного оленя. Ведь еще в нижнем культурном слое Афонтовой горы II В. И. Громов (1948) обнаружил остатки Canis sp. с признаками одомашнивания.

Интересно отсутствие костей хищников, но на двух обломках крупных неопределенных костей отмечены следы погрызов.

В составе собранной фауны обнаружен обломок кости (неопределенной) со следами обработки ее человеком. Эта находка позволяет предполагать заселение человеком бассейна Чадобца еще в верхнем палеолите. До сих пор в бассейне Чадобца были известны только следы неолитического человека (стоянка в устье Чадобца, описанная Н. И. Витковским (1889), и керамика серовского этапа[1] в долине Чадобца на Чадобецком поднятии).

Облик описанной фауны полностью исключает широкое развитие лесов, которые, по М. П. Гричук (1961), характерны для времени конца межледниковья. Следовательно, разрыв во времени формирования нижней и верхней частей разреза I террасы не был продолжителен. Скорее всего «нормальный» аллювий нижней части разреза накапливался в

[1] Определение А. П. Окладникова, сборы геологов АНГРЭ Красноярского геологического управления.

течение криогидратической стадии того же сартанского оледенения. Накопление перигляциального аллювия было в значительной мере обусловлено уменьшением стока в период криоксератической стадии. Вечная мерзлота играла второстепенную роль. Максимального развития она достигла уже в период накопления слоя 4 (см. рис. 2). Псевдоморфозы по полигонально-жильным льдам, по мнению А. И. Москвитина (1948), фиксирующие «максимум мерзлоты и континентальности климата», сингенетичны только средней части толщи перигляциального аллювия. Если судить по величине псевдоморфоз, климат этого времени в центральных частях внеледниковой зоны Восточной Сибири был не менее суров и, возможно, более сух и континентален, чем климат времени максимального оледенения. Верхняя часть перигляциального аллювия формировалась уже в условиях деградации вечной мерзлоты. Только с уменьшением поступления продуктов физического выветривания, и, возможно, с увеличением влажности в конце оледенения[1] протоки смогли вновь объединиться в одно русло и аккумуляция сменилась врезом.

ЛИТЕРАТУРА

Архипов С. А. Стратиграфия четвертичных отложений, вопросы неотектоники и палеогеографии бассейна среднего течения Енисея.— Труды ГИН АН СССР, 1960, вып. 30.

Боярская Т. Д. К вопросу о развитии растительности бассейна Ангары в четвертичный период (по результатам спорово-пыльцевого анализа).— В кн. «Палеогеография четвертичного периода СССР». Изд-во МГУ, 1961.

Вангенгейм Э. А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогеновых отложений севера Восточной Сибири.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1961, вып. 48.

Витковский Н. И. Следы каменного века в долине р. Ангары.—Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, 1889, 20, № 1, 2.

Гитерман Р. Е. Этапы в истории развития четвертичной растительности Якутии и их значение для стратиграфии.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 78.

Гитерман Р. Е., Голубева Л. В. История развития растительности антропогена Восточной Сибири.— В кн. «Тезисы докладов к Всес. сов. по изуч. четверт. периода». Новосибирск, 1964.

Глинка К. Д. Предварительный отчет об организации и исполнении работ по исследованию почв Азиатской России в 1909 году. СПб., 1910.

Горшков С. П. К изучению перигляциальных явлений области среднего течения Енисея.— Вестник МГУ, серия геол., 1962, № 2.

Гричук М. П. Основные черты изменения растительного покрова Сибири в течение четвертичного периода.— В кн. «Палеогеография четвертичного периода СССР». Изд-во МГУ, 1961.

Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР.— Труды ГИН АН СССР, серия геол., 1948, вып. 64 (17).

Данилова Н. С. Грунтовые жилы и их происхождение.— В кн. «Материалы к основам учения о мерзлых зонах земной коры», вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1956.

Драницин Д. А. Почвы Западного Заангарья Енисейской губернии (почвенно-географический очерк).— Труды почвенно-ботанических экспедиций по исследованию колонизационных районов Азиатской России, ч. 1. Почвенные исследования. 1910, вып. 1, СПб., 1913.

Каплина Т. Н., Романовский Н. Н. О псевдоморфозах по полигонально жильному льду.— В кн. «Перигляциальные явления на территории СССР». Изд-во МГУ, 1960.

Лаврушин Ю. А. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 87.

Москвитин А. И. Об ископаемых следах «вечной» мерзлоты.— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода АН СССР, 1948, № 12.

---

[1] Возможность увеличения влажности в конце оледенения показана в работах Р. Е. Гитерман (1963), С. М. Цейтлина (1964) и др.

Обручев С. В. Тунгусский бассейн, т. 1—2. М.— Л., 1932—1933 (Труды Всесоюзного геол. развед. объединения, вып. 164 и 178).

Попов А. И. Перигляциальные образования северной Евразии и их генетические типы.— В кн. «Перигляциальные явления на территории СССР». Изд-во МГУ, 1960.

Равский Э. И. Геология мезозойских и кайнозойских континентальных отложений и алмазоносность юга Тунгусского бассейна.— Труды ГИН АН СССР, 1959, вып. 22.

Равский Э. И., Александрова Л. П., Вангенгейм Э. А., Гербова В. Г., Голубева Л. В. Антропогеновые отложения юга Восточной Сибири.— Труды ГИН АН СССР, 1964, вып. 105.

Фениксова В. В. Строение неоген-четвертичного покрова внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности.— Вестник МГУ, серия геол., 1964, № 6.

Цейтлин С. М. Сопоставление четвертичных отложений ледниковой и внеледниковой зон центральной Сибири (бассейн Нижней Тунгуски).— Труды ГИН АН СССР, 1964, вып. 100.

Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит.— Труды ГИН АН СССР, 1951, вып. 135.

Шульга И. А. Маршрутное исследование почв в юго-восточной части Енисейского округа.— Труды почвенно-ботанических экспедиций по исследованию колонизационных районов Азиатской России, ч. I. Почвенные исследования. 1909, вып. 7, СПб., 1913.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1967 № 33

НАУЧНЫЕ НОВОСТИ И ЗАМЕТКИ

И. И. КРАСНОВ, Т. Д. КОЛЕСНИКОВА

НОВЫЕ ДАННЫЕ О МЕЖЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ В БАССЕЙНЕ ВЕРХНЕЙ ВОЛГИ

Естественные разрезы древних озерно-болотных отложений, расположенных в районе верхневолжских озер в нижнем течении рек Большой и Малой Коши, изучались многими исследователями (Дитмар, 1871; Марков, 1940; Хименков, 1943; Москвитин, 1950; Чеботарева и др., 1961а, 1961б, Яцкевич, 1962 и др.). Однако при плохой обнаженности разрезов и наличии оползней эти разрезы не были достаточно детально изучены, вследствие чего стратиграфическое положение обнажающейся здесь толщи древних озерно-болотных осадков получало весьма разноречивое истолкование.

К. К. Марков рассматривал эти отложения как микулинские. А. И. Москвитин относил их к начальной стадии калининского оледенения, т. е. к верхневолжскому интерстадиалу.

Т. И. Столярова, составлявшая геологическую карту четвертичных отложений Селижаровского района в 1959 г., проводила границу распространения валдайского оледенения севернее г. Селижарова. Территории, лежавшие южнее г. Селижарова, в том числе и бассейн рек Большой и Малой Коши, по ее мнению, располагается в области распространения морены московского оледенения. По условиям залегания межморенные слои, обнажающиеся на р. Большой Коше «у погоста Илья Пророк», она относит к одинцовскому межледниковью. Однако разрез на р. Малой Коше у д. Лошаково, расположенный в 2 *км* от разреза на р. Большой Коше и имеющий с ним очень большое сходство, Т. И. Столярова относит к микулинскому межледниковью на том основании, что на р. Малой Коше она не обнаружила слоя верхней морены.

Спорово-пыльцевой анализ озерно-болотных отложений из разреза «у погоста Илья Пророк», проведенный М. А. Недошивиной (Чеботарева и др., 1961а), показал присутствие здесь до 15% пыльцы широколиственных пород (дуб, липа, граб, вяз и орешник) и пыльцы пихты (до 25%), что по мнению М. А. Недошивиной и Н. С. Чеботаревой, несомненно, свидетельствует о межледниковой природе этих осадков и является характерным для лихвинского межледниковья.

Обнажение на р. Малой Коше было также изучено М. А. Недошивиной методом спорово-пыльцевого анализа, в результате проведения которого удалось установить, что в нижней части озерно-болотных осадков хорошо выражен максимум ели, а в верхней — максимум широколиственных пород, пыльца которых в сумме достигает 80%, а пыльца орешника —140%, что соответствует переходу от ледниковой эпохи к межледниковью и началу климатического оптимума межледниковья. Это позволило Н. С. Чеботаревой и др. отнести озерно-болотные осадки этого разреза к микулинскому межледниковью.

В 1961—1962 гг. в Селижаровском районе под руководством З. В. Яцкевич проводилась детальная съемка четвертичных отложений с бурением и расчистками. В результате этих работ было доказано, что в бассейнах рек Большой и Малой Коши существует верхний моренный горизонт, достигающий на р. Малой Коше мощности до 2 *м*. Мощность верхней морены возрастает по мере удаления от реки. В долине морена местами полностью размыта. З. В. Яцкевич считает, что верхняя морена, развитая в бассейнах рек Большой и Малой Коши, относится к осташковскому оледенению, нижняя — к калининскому, а заключенные между ними межморенные слои на основании определения абсолютного возраста радиоуглеродным методом — к молого-шекснинскому межледниковью.

Проведенные нами за последние годы геоморфологические наблюдения в бассейнах Верхней Волги, Тверцы и Мологи показывают, что ледниковые краевые аккумулятивные образования, сохранившие свежие формы рельефа, свидетельствующие об их верхнечетвертичном возрасте, распространены намного южнее тех районов, которые Н. С. Чеботарева относит к области распространения валдайского оледенения. Так, в районе деревень Чигорихи и Еруново в верховьях р. Нашиги, т. е. более чем в 20 *км*, юго-восточнее разрезов на реках Большой и Малой Коше, развит идеально выраженный камовой рельеф. Свежие ледниковые формы с многочисленными озерами распространены не только в пределах границ «валдайского» оледенения Н. С. Чеботаревой, которое она отождествляет с осташковским оледенением А. И. Москвитина, но также в пределах пояса краевых образований вышневолоцкой стадии, к которой относится Торжковская гряда, а также гряды, проходящие от г. Вышнего Волочка на села Удомлю, Лесное и Пестово.

Существенно иным, более сглаженным рельефом отличаются Тверская и Горицкая гряды, которые, по А. И. Москвитину, относятся к поясу краевых образований калининского оледенения.

Мы считаем, что на основании геоморфологического анализа (по разной свежести форм ледникового рельефа) в бассейнах Верхней Волги, Тверцы и Мологи удается наметить несколько разновозрастных поясов краевых ледниковых аккумулятивных образований. Причем наиболее свежими являются ледниковые формы осташковского пояса краевых образований. Вдоль депрессии по долине Волги существовал ледниковый язык осташковского оледенения, перекрывавший бассейны рек Большой и Малой Коши. Южнее и юго-восточнее располагаются менее свежие формы ледникового рельефа, среди которых, однако, встречается много озер. Эти краевые образования относятся к вышневолоцкому поясу. По степени свежести рельефа краевые образования вышневолоцкой стадии следует также считать верхнечетвертичными. Наконец, пояс калининских краевых образований, заметно отличающийся более сглаженным древним рельефом, некоторые исследователи теперь склонны относить к одной из поздних стадий среднечетвертичного, московского, оледенения. В таком случае микулинские межледниковые слои должны бы залегать над калининской мореной. Однако таких разрезов пока еще никто не обнаружил и не описал. Поэтому пока нет оснований изменять датировку калининской морены, данную А. И. Москвитиным.

Таким образом, по нашему мнению, разрезы на реках Большой и Малой Коше расположены вблизи края осташковского оледенения. Поэтому верхнюю морену следует относить к осташковскому оледенению, нижнюю — к калининскому, а межледниковые слои правильнее датировать как молого-шекснинские, что вполне согласуется с упо-

мянутым выше мнением З. В. Яцкевич и с проведенными по ее образцам определениями абсолютного возраста межледниковых торфяников (32 000 лет).

Летом 1963 г. во время комплексной геологической экспедиции по Калининской и Ярославской областям, организованной Геологическим управлением центральных районов, Институтом географии АН СССР и Всесоюзным геологическим институтом, нами были посещены и изучены естественные разрезы упомянутых выше обнажений на реках Большой и Малой Коше.

Разрез на р. Большой Коше «у погоста Илья Пророк» достаточно полно изображен Н. С. Чеботаревой (Чеботарева и др., 1961а, стр. 106, рис. 41) и не требует повторного описания. Образцы на палеокарпологический анализ были отобраны нами из обогащенного растительными остатками прослоя озерно-болотных оторфованных серых суглинков и подстилающего их торфа, залегающего на голубовато-серой глине, под которой лежит морена. Сверху эти озерно-болотные осадки перекрыты флювиогляциальными валунными песками. Палеокарпологический анализ позволил выявить содержащиеся здесь остатки следующих растений: Selaginella selaginoides (L.) Link.— 12 мегаспор, Picea abies (L.) Karst.—13 семян, Potamogeton natans L.—5 эндокарпиев, P. praelongus Wulf.— много эндокарпиев, P. trichoides Cham. et Schlecht.— 2 эндокарпия, P. oxyphyllus Miq.— много эндокарпиев, P. pusillus L.— 8 эндокарпиев, P. filiformis Pers.— много эндокарпиев, Najas flexilis (Willd.) Rostk. et Schmidt — 12 семян, Sparganium simplex Huds.— 2 эндокарпия, Betula nana L.— обрывки листьев, чешуйки и 1 орешек, Rubus idaeus L.—3 косточки. Кроме того, в этих же слоях И. А. Корчагиной (Чеботарева и др., 1961) были найдены семена альдрованды, водного насекомоядного растения, в настоящее время встречающегося весьма спорадично, главным образом в южных и юго-восточных районах Европейской части СССР, тогда как в плейстоцене оно известно из миндель-рисских (лихвинских) отложений Калужской области и многих пунктов Белоруссии и Смоленской области. Наиболее интересной находкой в этом обнажении являются найденные нами в большом количестве эндокарпии Potamogeton oxyphyllus. Этот вид рдеста в настоящее время на территории СССР встречается только в озерах и реках Приморского края, но широко распространен в Корее и Японии. В ископаемом состоянии на территории СССР этот вид известен только из рисс-вюрмских отложений Белоруссии (Дорофеев, 1963).

Разрез на р. Малой Коше у д. Лошаково, благодаря проведенным здесь расчисткам, а также вследствие того, что в 1963 г. это обнажение было сильно подмыто рекой, был описан нами более подробно. Сверху вниз здесь обнажаются следующие горизонты:

		Мощность, *м*
Q_{IV}	1. Почва	0,5
fgQ_{III}^{4}	2. Супесь пылеватая тонкослоистая, пески тонкозернистые слоистые	3,5
fgQ_{III}^{4}	3. Суглинок рыжий, слоистый	0,3
fgQ_{III}^{4}	4. Галечник и гравий ожелезненный с валунами до 0,5 *м* в диаметре	0,4
glQ_{III}^{4}	5. Морена красно-бурая, плотный валунный суглинок . . .	1,2
glQ^{III4}	6. Морена слоистая, переслаивающаяся линзами и прослоями песка и галечника мощностью 7—20 *см*	0,8
alQ_{III}^{3}	7. Супесь серая, книзу с прослоями серого суглинка . . .	1,2
ltQ_{III}^{3}	8. Торф хорошо и средне разложившийся, с большой примесью минеральных частиц и линзами песка	1,0
lQ_{III}^{3}	9. Гиттия темно-бурая, плотная, оскольчатая, залегает линзовидно	до 1,2

lQ_{III}^3	10. Супесь синевато-серая с прослоями черновато-коричневой супеси, книзу переходящая в супесь с ленточной слоистостью	1,5
lQ_{III}^2	11. Глина ленточная видимая	6

Образцы на пелеокарпологический анализ были отобраны нами из прослоя торфа и содержали плоды, семена и мегаспоры следующих растений: Selaginella selaginoides — 3 мегаспоры, Salvinia natans (L.) All.— очень много мегаспор, Potamogeton filiformis — 6 эндокарпиев, Sparganium simplex Huds.— 2 эндокарпия, Najas major All.— много половинок семян, N. flexilis — 3 семени, Scirpus lacustris L.— 7 орешков, Carex pseudocyperus L.— 2 мешочка, Betula nana — обрывок листа, Alnus glutinosa (L.) Gaertn.— много орешков и шишка, Thalictrum angustifolium L.— 5 семянок, Corylus avellana L.— обломки орехов, Nuphar luteum Sm.— 3 семени, Acer campestre L.— плод, Chelidonium majus L.— 1 семя, Elatine hydropiper L.— 1 семя, Trapa natans L.— обломки орехов, Thelycrania sanguinea (L.) Fourr.— 1 косточка, Solanum dulcamara L.— 2 семени, Ajuga reptans L.— 1 орешек, Lycopus europaeus L.— 5 орешков.

Другой образец для палеокарпологического исследования был отобран из горизонта озерных оторфованных суглинков, принадлежащих тому же стратиграфическому горизонту и вскрывающихся в 500 *м* ниже по течению этой же реки. Из этого образца были получены ископаемые остатки следующих растений: Salvinia natans — очень много мегаспор, Potamogeton trichoides — 1 эндокарпий, Iris pseudacorus L.— 1 семя, Scirpus lacustris — 2 орешка, Najas major — 3 семени, Sparganium simplex — 1 эндокарпий, Alnus glutinosa — много орешков, Ranunculus repens L.— 1 семянка, Thalictrum angustifolium — 5 семянок, Tilia tomentosa Moench — обломки орешка, Trapa natans — обломки орехов, Lycopus europaeus — 7 орешков. Объединяя результаты исследования обоих образцов из разрезов на р. Малой Коше, можно отметить, что большинство из найденных здесь видов растений являются водно-болотными (Sparganium simplex, Iris pseudacorus, Scirpus lacustris, Nuphar luteum, Elatine hydropiper), а также лесными или луговыми (Corylus avellana, Alnus glutinosa, Thalictrum angustifolium, Solanum dulcamara, Ajuga reptans, Lycopus europaeus) растениями, в настоящее время широко распространенными в пределах Калининской области. Кроме того, здесь присутствуют также растения, чуждые современной флоре этого района и встречающиеся в более южных и юго-западных областях Европейской части СССР. К ним относятся: Salvinia natans, Acer campestre, Tilia tomentosa, Trapa natans, Thelycrania sanguinea (L.) Fourr.

Водный папоротник — Salvinia natans — в настоящее время в Европейской части СССР встречается довольно спорадично. Северная граница распространения этого вида проходит с запада на восток через южную Литву, южную Белоруссию, Московскую область (только по р. Волге) и Кировскую область, где она встречается в южных районах по р. Вятке. Ископаемые мегаспоры этого вида известны главным образом из межледниковых и раннечетвертичных отложений многих районов Европейской части СССР, а также из более молодых позднечетвертичных отложений юга Европейской части СССР. Кроме того, в последнее время они обнаружены также в послеледниковых (литориновых) осадках Ленинградской области (наши еще неопубликованные данные). Клен полевой — Acer campestre — в пределах Европейской части СССР встречается в лиственных лесах Украины, Молдавии, южной Белоруссии, а также в центральных районах, где самым северным пунктам его распространения является Серпуховский район Московской области (по р. Оке). В иско-

паемом состоянии плоды этого вида известны из рисс-вюрмских (микулинских) отложений Белоруссии (Дорофеев, 1963). Очень сходные с плодами этого вида плоды известны из плиоцена Польши и ГДР. Липа войлочная — Tilia tomentosa — в настоящее время обитает в дубовых и смешанных лесах в юго-западных областях Украины и в Молдавии. В ископаемом состоянии на территории СССР плоды этого вида известны из рисс-вюрмских (микулинских) отложений Белоруссии (Дорофеев, 1963). Водяной орех — Trapa natans — в настоящее время также, подобно Salvinia natans, встречается в пределах своего современного ареала весьма спорадично. Наиболее северными точками его современного ареала в пределах Европейской части СССР являются южные районы Смоленской, Московской и Ярославской областей. В ископаемом состоянии плоды водяного ореха широко известны из межледниковых, особенно рисс-вюрмских (микулинских) отложений многих районов Европейской части СССР, а также из послеледниковых (литориновых) осадков Ленинградской области. Свидина кроваво-красная — Thelycrania sanguinea — в настоящее время распространена в Прибалтике, средней и южной половине Европейской части СССР, а также почти во всей Западной Европе. Нахождение этого вида в ископаемом состоянии в районе верхневолжских озер свидетельствует о том, что в плейстоцене этот вид был распространен на Русской равнине значительно севернее его современного ареала. Присутствие в этих же слоях, наряду с перечисленными выше относительно теплолюбивыми видами, бореальных и арктико-альпийских видов, таких как: Picea abies, Betula nana и Selaginella selaginoides, представляет собой явление вполне закономерное для межледниковых эпох плейстоцена, характеризовавшихся значительно более ровным и влажным климатом, способствовавшим сохранению в составе флоры того времени как отдельных теплолюбивых, так и ряда бореальных, относительно влаголюбивых видов.

Подводя итоги результатам палеокарпологических исследований образцов древних озерно-болотных осадков из разрезов рек Большой и Малой Коши, можно сказать, что полученные ископаемые флоры по своему характеру, а также по степени фоссилизации растительных остатков обнаруживают между собой большое сходство и, по всей вероятности, принадлежат к одному стратиграфическому горизонту. Это вполне согласуется с очень сходным строением и условиями залегания упомянутых выше разрезов. Из числа известных до настоящего времени ископаемых плейстоценовых флор, охарактеризованных палеокарпологическими данными, изученные нами флоры обнаруживают наибольшее сходство со многими известными в Европейской части СССР рисс-вюрмскими (микулинскими) флорами. И хотя, как это уже отмечалось многими исследователями, лихвинское и микулинское межледниковья имеют довольно сходный систематический состав флоры, все же нет оснований относить изученные нами озерно-болотные осадки на реках Большой и и Малой Коше к лихвинскому межледниковью, так как они не содержат некоторых более древних видов растений, характерных для лихвинского межледниковья (Azolla interglacialica Nikit., Aracites Johnstrupii (Hartz) Nikit. и др.). Таким образом, на основании проведенных палеокарпологических исследований наиболее вероятно предположение, что эти осадки являются верхнечетвертичными и могли бы быть отнесены к микулинскому межледниковью. Однако не исключена их принадлежность к более молодому молого-шекснинскому межледниковью, которое устанавливается для данного района на основании стратиграфических и геоморфологических наблюдений и данных по определению абсолютного возраста. Отчасти в пользу этого предположения свидетельствует

Палеокарпологический материал из межледниковых отложений бассейна рек Большой Коши и Малой Коши

1 — Acer campestre L. — плод с остатками крыла, увел. 1,5; *2* — Corylus avellana L. — обломок ореха, увел. 1,5; *3* — Iris pseudacorus L. — семя, увел. 1,5; *4* — Trapa natans L. — обломки орехов, увел. 2; *5* — Najas major All. — половинки семян, 4; *6* — Scirpus lacustris L. — орешки, увелич. 4 *7* — Tilia tomentosa Moench — обломки орешка, увел. 5; *8* — Potamogeton oxyphyllus Mig. — эндокарпий, увел. 5; *9* — Alnus glutinosa (L.) Gaertn. — орешки, увел. 5; *10* — Thelycrania sanguinea (L.) Fourr.— косточка, увел. 5; *11* — Picea abies (L.) Karst.— семя, увел. 5; *12* — Thalictrum angustifolium L. — семянка, увел. 7; *13* — Selaginella selaginoides (L.) Link. — мегаскоры, увел. 7, 5; *14* — Najae flexilis (Willd.) Rostk. et Schmidt — семена, увел. 10; *15* — Salvinia natans L. — мегаспоры, увел 15

и упомянутый нами факт присутствия таких компонентов изученных нами флор, как Salvinia natans и Trapa natans из еще более молодых по возрасту послеледниковых (литориновых) отложениях Ленинградской области. Можно отметить также отсутствие в изученных нами флорах такого очень характерного для микулинского межледниковья водного растения, как Brasenia schroeteri Szafer.

Следует учитывать и данные Н. Я. Каца (1957), свидетельствующие о том, что ход развития растительности и появление отдельных видов в послеледниковье был аналогичен таковому в микулинское межледниковье. Он был обусловлен требованиями определенных пород к соответствующим условиям освещенности, увлажнения, количеству тепла и т. п. Поэтому и во время молого-шекснинского межледниковья развитие растительности могло быть очень близким как микулинскому, так и послеледниковому. Таким образом, повторное изучение разрезов межморенных слоев на реках Большой и Малой Кошах позволяет сделать следующие выводы.

1. В обоих разрезах встречен идентичный по составу и условиям залегания верхний моренный горизонт, соответствующий, вероятнее всего, осташковскому оледенению.

2. Стратиграфическое положение и состав межморенных слоев в обоих пунктах настолько сходны, что не вызывают сомнений в одновременности их образования (рис.).

3. Спорово-пыльцевые и карпологические данные свидетельствуют о наличии в обоих пунктах типичных межледниковых отложений.

4. По характеру встреченных в обоих разрезах палеонтологических остатков можно с уверенностью судить об одновозрастности межледниковых слоев в этих пунктах.

5. По составу флоры эти межледниковые слои могут быть отнесены к микулинскому или молого-шекснинскому межледниковьям и безусловно являются верхнечетвертичными.

6. Данные определений абсолютного возраста (32 тыс. лет) в сочетании с стратиграфическими, палеонтологическими и геоморфологическими данными позволяют датировать межледниковые отложения на реках Большой и Малой Кошах временем молого-шекснинского межледниковья.

ЛИТЕРАТУРА

Дитмар А. Ю. Отчет о геологических исследованиях Осташковского, Ржевского, Калининского, Бежецкого, Весьегонского уездов.— Материалы по геологии России, 3, 1871.

Дорофеев П. И. Новые данные о плейстоценовых флорах Белоруссии и Смоленской области.— Материалы по истории флоры и растительности, 1963, вып. 4.

Кац Н. Я. Сравнительный анализ развития растительности межледниковой днепровско-валдайской и послевалдайской эпох.— Труды Комиссии по изуч. четверт. периода АН СССР, т. XIII, 1957.

Марков К. К. Материалы к стратиграфии четвертичных отложений бассейна Верхней Волги.— Труды Ин-та географии АН СССР, 1940, вып. 3.

Москвитин А. И. Вюрмская эпоха (неоплейстоцен) в Европейской части СССР. М., Изд-во АН СССР, 1950.

Хименков В. Г. Геоморфологические исследования в северо-западной и северной части 43 листа 10-верстной карты России. СПб., 1913.

Чеботарева Н. С., Недошивина М. А. и Столярова Т. И. Московско-валдайские (микулинские) межледниковые отложения в бассейне Верхней Волги и их значение для палеогеографии.— Бюлл. Комиссии изуч. четверт. периода, 1961а, № 26.

Чеботарева Н. С., Недошивина М. А. и Столярова Т. И. Стратиграфия плейстоцена.— В кн. «Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины». К 6 Конгрессу INQUA в Варшаве, 1961, изд-во «Наука», 1961б.

С. Ф. МЕНЬШИКОВ

МИКРОФАУНИСТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО ПЛИОЦЕНА ЮГО-ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

В пределах Юго-Восточного Казахстана расположены горные сооружения двух систем: Джунгарского Алатау и северных дуг Тянь-Шаня, разделенные обширной межгорной впадиной (Илийской). Этот район имеет специфические черты как в геологическом строении, так и в истории развития фауны и флоры.

Кайнозойские отложения, представленные здесь континентальными фациями, развиты в межгорных впадинах, изолированных между собой.

Стратиграфическое значение находящейся в них фауны моллюсков еще недостаточно изучено и представление о возрасте базируется в основном, на остатках позвоночных. Находки последних редки и встречаются только в обнажениях; в керне же скважин они пока неизвестны. Поэтому очень важное значение для целей стратиграфии континентальных отложений имеет микрофауна остракод, повсеместно встречаемая как в пробах из обнажений, так и в керне буровых скважин.

Предполагаемая работа посвящена вопросу обоснования возраста и границ отложений верхней половины плиоцена, четко делящихся на две свиты: нижняя свита — илийская — представлена палевыми и блекло-пестроцветными или полосчатыми глинами, суглинками и песками — в основном, осадками озерного генезиса. На породах миоцена они лежат без видимого углового несогласия в центральных частях впадин, и несогласно — в бортовых. Верхняя, хоргосская, свита представлена суглинками, супесями, песками и валунно-галечниками серыми и палево-серыми, преимущественно аллювиальными и пролювиальными. В исследованных обнажениях в бортовых частях впадин они лежат несогласно на подстилающих породах, в центральных же частях впадин переход между илийской и хоргосской свитами постепенен. В отложениях обеих свит были найдены представители илийского фаунистического комплекса позвоночных: овернский мастодонт, южный лесной слон, лошадь Стенона, верблюд пребактриан и др. Этот комплекс соответствует хапровскому в Европейской части Союза и виллафранкскому — в Западной Европе. На основании этих находок В. С. Бажанов и Н. Н. Костенко (1961) отнесли обе свиты к верхней половине плиоцена [1]. Эти отложения лежат на осадках среднего-верхнего миоцена — нижнего-среднего плиоцена, охарактеризованных гиппариновой фауной позвоночных.

Работавшие в конце 40-х годов в Юго-Восточном Казахстане и Киргизии геолог В. С. Соколов и микрофаунист Г. Ф. Шнейдер отнесли нижние полосчатые глины к нижнему и среднему плиоцену; верхняя, более грубообломочная часть была отнесена к верхнему плиоцену. Микрофаунист Л. Е. Бодина (1961) приняла схему В. К. Василенко 1956 г., согласно которой нижняя свита частью была отнесена к миоцену (в горах Актау), частью к нижнему плиоцену (в ур. Койбын).

В результате изучения остракод из этих отложений автором было выявлено два комплекса. Материалом послужили 237 проб, содержащих остатки остракод, из обнажений и скважин, присланные геологами, работавшими в Юго-Восточном Казахстане, а также сборы автора из разрезов описываемых отношений.

---

[1] Нижний эоплейстоцен по В. И. Громову, И. И. Краснову, К. В. Никифоровой, Е. В. Шанцеру (1961).— *Прим. ред.*

Более древний комплекс обнаружен в осадках нижней илийской свиты. Он характеризуется присутствием видов, перешедших из миоцена и даже олигоцена, а также появлением новых видов, в большинстве случаев существующих до настоящего времени. К первым относятся некоторые виды родов Eucypris, Cyprinotus, Ilyocypris (E. concina Scheid., E. numulis Scheid., I. manasensis Mandelst., I. cornae Mandelst., Cyprideis littoralis (Brady), Cyprinotus baturini Schneid., C. vialovi Schneid). Ко вторым — наиболее древние в этом районе представители родов Candona, Cyclocypris, Potamocypris, новые виды рода Ilyocypris, а также большинство видов рода Limnocythere (вторая половина плиоцена — время расцвета рода Limnocythere в этом районе).

Кроме форм древних и форм известных из более молодых отложений в илийской свите обнаружены виды, характерные только для нее и не встречающиеся ни в миоценовых, ни в четвертичных отложениях. Это — Zonocypris membranae Liv., Ilyocypris bilobata Mandelst., Eucypris porsugelensis Mandelst и др.

Более молодой комплекс остракод выявлен из отложений хоргосской свиты. Он имеет в своем составе формы, переходящие из илийской свиты, такие, как Zonocypris membranae Liv., Candona kirgisica Mand. и др., но преобладают в нем виды, известные из четвертичных отложений, а также живущие ныне. Формы же, характерные для миоцена и перешедшие в илийскую свиту, в отложениях хоргосской свиты не обнаружены.

Таким образом, граница между отложениями, содержащими гиппарионовый комплекс позвоночных, и отложениями с илийским комплексом по остракодам обосновывается появлением новых видов и родов. Граница между илийской и хоргосской свитами, устанавливаемая геологическими методами — несогласным залеганием и существенным изменением литологического состава, пока не фиксируется изменениями фауны позвоночных. По остракодам она обосновывается исчезновением видов, перешедших из миоцена в илийскую свиту. Таким образом, в илийское время начинается формирование четвертичного комплекса остракод. В хоргосское время, когда вымерли миоценовые виды, четвертичный комплекс остракод в основных чертах уже сформировался. В дальнейшем происходила только количественная перегруппировка видов в зависимости от изменений (сравнительно небольших) температур и степени засолонения вод. О близости физико-географических условий илийского и хоргосского времени к современным, а также их изменениях в течение четвертичного периода можно судить на основании экологии видов, опираясь на исследования З. С. Бронштейна (1947) по современным остракодам.

Наличие в комплексе остракод илийской свиты Ilyocypris gibba (Ramd.), I. decipiens Masi и других форм, развивающихся весной и осенью, указывает на уже наметившиеся годовые колебания температуры. Названные выше формы характерны для пресных водоемов — речек, ручьев, озер, питаемых ключами. Часто встречаемый в отложениях илийской свиты галофил Heterocypris rotundatus Bronst. указывает на существование в то время солоноватых озер. Некоторые озера были проточными с чистой, богатой кислородом водой, о чем говорят обнаруженные в этих отложениях представители рода Potamocypris. Частое нахождение в совместном захоронении обитателей разных водоемов может свидетельствовать о тафоценотическом характере захоронений.

Более полно и точно можно восстановить палеогеографические условия хоргосского времени, так как в отложениях свиты мы чаще сталкиваемся с танатоценотическими захоронениями. В них уверенно различаются экологические комплексы. Среди этих комплексов есть озерные

(в захоронениях Candona keiseri Bronst., C. hyalina Brady et Roberts). Виды родов Ilyocypris и Limnocythere, а также Cypris pubera O. F. Müller, Epcypris virens (jurine), Cyclospiris globosa (Sars) указывают на существование пересыхающих водоемов (лужи, небольшие озерки). Ilyocypris decipiens Masi., Limnocythere inopinata Baird свидетельствуют о существовании рек, ручьев и ключей.

В общих чертах изменения климата представляются в следующем виде. В илийское время климат оставался еще теплым, хотя уже наметились годовые колебания температуры. В хоргосское время влажность несколько повысилась (по сравнению с илийским временем), а температуры зимы понизились. Об этом свидетельствуют виды, существующие до настоящего времени, представители которых развиваются весной и летом.

Комплексы остракод илийской и хоргосской свит представляют собой переходные типы от тропических к комплексам умеренно холодного климата. Исчезновение теплолюбивых форм, а самое главное появление новых видов и родов указывает на резкое изменение обстановки в начале формирования отложений илийской свиты. На границе же хоргосского и нижнечетвертичного времени появление новых видов, а тем более родов не наблюдается.

Резкое изменение фауны позвоночных наблюдается также на границе павлодарского и илийского времен (Бажанов, Костенко, 1958, 1962; Громов, 1948; Костенко, 1919, 1964). В это же время началось становление современной флоры Казахстана (Корнилова, 1963).

Таким образом, остракоды, как и терриофауна и флора, указывают на начало нового этапа развития органического мира с середины плиоцена (официально принятой у нас шкалы).

Комплексы остракод, выявленные в отложениях илийской и хоргосской свит, позволяют сопоставлять последние с отложениями среднего-верхнего плиоцена Кавказа и Средней Азии. М. Н. Грамм (1962) приводит комплексы остракод из акчопской и кепелийской свит Ферганы, базильбекской свиты Центральных Кызылкумов, яксартской свиты Юго-Восточных Кызылкумов. Эти свиты имеют комплексы остракод, сходные с комплексами из илийской и хоргосской свит. Д. А. Агаларова и др. (1961) описывают комплексы остракод из отложений продуктивной толщи Азербайджана, отложений куяльника, акчагыла и апшерона. В низах куяльника также наблюдается появление новых родов и видов.

Несмотря на некоторые особенности всех этих комплексов, обусловленные наличием эндемичных и реликтовых форм, они обнаруживают общие черты с комплексами остракод илийской и хоргосской свит. При сопоставлении немаловажное значение имеет большое количество общих форм, таких, как Eucypris virens (Jurine), Candona neglecta Sars., Cypris subglobosa Sowerby, Ilyocypris gibba (Ramd.) и др. Обращает на себя внимание и то, что эти комплексы ближе к современным, чем к более древним.

Судя по приведенным фактам уже во второй половине плиоцена упомянутые районы приобрели черты, по которым их объединяют в современную палеарктическую зоогеографическую провинцию. Это подтверждается данными палеонтологии и зоогеографии современных позвоночных [общие формы верхнего плиоцена Anancus arvernensis (Cr. et. Job.], Archidiscodon meridionalis (Nesti), Equus stenonis Cocchi, Trogontherium cuvieri Fisch.

Таким образом, остракоды являются очень хорошим критерием для обоснования границ и выделения мелких стратиграфических подразделений внутри районов, где они дают хорошие результаты. Они также мо-

гут быть использованы при корреляции отложений крупных стратиграфических подразделений удаленных районов.

Приведенные данные по Юго-Восточному Казахстану могут быть использованы при рассмотрении вопроса о нижней границе антропогена.

ЛИТЕРАТУРА

Агаларова Д. А., Кадырова З. К., Кулиева С. А. Остракоды плиоценовых и постплиоценовых отложений Азербайджана. Баку, 1961.

Бажанов В. С., Костенко Н. Н. Геологический разрез Джунгарского Актау и его палеозоологическое обоснование.— Материалы по истории фауны и флоры Казахстана, т. III. Алма-Ата, 1961.

Бажанов В. С., Костенко Н. Н. Атлас руководящих форм млекопитающих антропогена Казахстана. Алма-Ата, 1962.

Бодина Л. Е. Остракоды третичных отложений Зайсанской и Илийской депрессий. Микроф. СССР, сб. 12.— Труды ВНИГРИ, 1961, вып. 170.

Бронштейн З. С. Ostracoda пресных вод. Фауна СССР. Ракообразные, т. 2, вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1947.

Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит.).— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1948, 64.

Громов В. И., Краснов И. И., Никифорова К. В., Шанцер Е. В. Состояние вопроса о нижней границе и стратиграфическом подразделении антропогеновой (четвертичной) системы.— В кн. «Вопросы геологии антропогена». М., Изд-во АН СССР, 1961.

Корнилова В. С. Основные этапы развития кайнозойских флор в Казахстане. Доклад при соискании ученой степени доктора биологических наук по совокупности опубликованных работ. Алма-Ата, 1963.

Костенко Н. Н. Схема стратиграфии антропогена Казахстана. Сб. Геология, методика и техника разведки, ЮКГУ. Алма-Ата, 1959.

Костенко Н. Н. Стратиграфия кайнозоя Юго-Восточного Казахстана.— Изв. АН КазССР, 1964, № 2.

В. М. МОТУЗ

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ МОЛЛЮСКИ ИЗ ХОТЫЛЕВСКОГО НИЖНЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКОГО МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ БРЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

При проведении археологических работ на палеолитическом местонахождении у д. Хотылево Брянской области (долина р. Десны) сотрудником краеведческого музея Ф. М. Заверняевым в погребенном галечнике вместе с остатками кремневых изделий (поздний ашель или раннее мустье) были обнаружены обломки трубчатых костей млекопитающих и раковины пресноводных брюхоногих и двустворчатых моллюсков. Кроме того, раковины моллюсков были встречены в карбонатных пылеватоиловатых суглинках, залегающих значительно выше галечников.

Автору были присланы для определения две коллекции раковин четвертичных моллюсков из Хотылева, собранные И. Н. Саловым (Смоленский пединститут) и Ф. М. Заверняевым (Брянский областной краеведческий музей).

Моллюски двух разных слоев резко отличаются между собой в видовом отношении. Они обитали в различных биотопах. Смена фациальных условий отразилась на особенностях их развития и привела к вымиранию одних комплексов и расселению других.

Стратиграфическое описание Хотылевского разреза приведено в работах А. А. Величко (1961), Ф. М. Заверняева (1961), Ф. М. Заверняева и Е. А. Шмидта (1961). Стоянку посещали также А. И. Москвитин, И. К. Иванова, В. П. Гричук, О. Н. Бадер, В. Д. Будько, Л. Н. Вознячук, И. Н. Салов и др.

Раковины четвертичных моллюсков, обнаруженные в слое с находками палеолита (нижний) и в гумусированных карбонатных суглинках (верхний горизонт), залегают в обрыве правого берега реки под толщей светло-желтого лёссовидного суглинка мощностью в 7,0—9,0 *м*, в нижней части которого наблюдаются черные гумусированные прослойки и ниже — рыхлые пески. Далее следуют базальные галечники, залегающие непосредственно на глауконитовых песках с галькой фосфоритов.

Видовой состав фауны моллюсков из нижнего галечного слоя следующий:

1. Viviparus sp. обломки раковин без эмбриональных оборотов — 7 шт.
2. Lithoglyphus naticoides. C Pfeiffer обломок
3. Unio pictorum (L.) обломки и целые створки
4. Pisidium amnicum (Müll.) 1 правая створка без кардинальной пластинки
5. Pisidium supinum A. Schmidt. 1 правая створка
6. Sphaerium rivicola Lam. 12 обломанных створок

Комплекс ископаемых четвертичных раковин представлен в этом слое брюхоногими и двустворчатыми моллюсками, характерными для рек, поемных озер. Экологические особенности захороненной фауны пресноводных моллюсков показывают, что перечисленные виды обитали на песчано-галечном слабо заиленном дне русловой фации древнеаллювиальных отложений вблизи берега реки. Размеры целых раковин взрослых особей некоторых видов двустворчатых моллюсков, захороненных в погребенных фациях аллювия, близки средним размерам ныне живущих видов в этих районах (Жадин, 1938, 1912; Даниловский, 1915; Богачев, 1961 и др.), хотя отдельные виды отличаются от них более толстостенной раковиной (перловицы, шаровки, живородки). Достаточно хорошая аэрация воды, нормальный температурный режим, обилие планктона и высшей растительности создавали благоприятные условия для развития фауны пресноводных брюхоногих и двустворчатых моллюсков. Климатические условия эпохи накопления аллювиальных отложений, содержащих фауну четвертичных моллюсков и кремневые орудия палеолита, были сравнительно теплыми, близкими к современным или даже несколько теплее. На это указывает наличие в захороненном комплексе перловиц, отличающихся крупной массивной твердостенной раковиной, достигающей 105 *мм* длины и 49 *мм* высоты. При сравнении морфометрических и скульптурных особенностей этого вида с изученными разновидностями современных Unio pictorum (L.), описанных В. И. Жадиным (1938), отмеченная форма близка к разновидности Unio pictorum ponderosum Spitzi. Последняя обитает в речных водоемах, дренирующих районы черноземной полосы. Исходя из экологического анализа комплекса фауны моллюсков, населяющих современные пресноводные водоемы в указанном районе, можно предположить, что условия обитания погребенной фауны моллюсков были значительно лучшими, чем в настоящее время. Раковины пресноводных четвертичных моллюсков из нижнего слоя залегают in situ. Они захоронялись в прижизненном положении, о чем свидетельствуют сохранившиеся полураскрытые створки раковин Unio pictorum (L.), Sphaerium rivicola Lam., забитые песком и илом. Раковины брюхоногих моллюсков в процессе перекатывания течением воды в русле по песчано-каменистому дну реки заносились песком, илом и

планктоном. Так устья некоторых экземпляров молодых особей живородок заполнялись песком, впоследствии сцементированным внутри раковин растворами гидроокислов железа и карбонатов. Касаясь географического распространения фауны пресноводных моллюсков погребенного биотопа, необходимо отметить, что указанные виды обитают в настоящее время в различных районах Европейской части Союза ССР.

Фауна моллюсков, собранная в верхнем слое (серый палевато-иловатый гумусированный суглинок), состоит из пресноводных и наземных видов, представленных

А. Пресноводные моллюски

1. Galba palustris fusca C Pfeiffer . . . . . 2 экз.
2. Galba truncatula (Müll.) . . . . . 2 экз., из них один с обломанным устьем
3. Planorbis planorbis (L.) . . . . . 19 экз., из них несколько обломков
4. Anisus vortex (L.) . . . . . обломок молодой особи
5. Anisus spirorbis (L.) . . . . . 1 экз.
6. Anisus spirorbis dazuri Mörch. . . . . 1 экз.
7. Bathyomphalus contortus (L.) . . . . . 1 экз. с обломанным последним оборотом
8. Gyraulus albus (Müll.) . . . . . обломок молодой особи
9. Valvata piscinalis (Müll.) . . . . . 1 экз.
10. Valvata pulchella Studer . . . . . 3 экз. с обломанными устьями
11. Pisidium sp . . . . . обломок створки

Б. Наземные моллюски

12. Cochlicopa lubrica (Müll.) . . . . . 5 экз.
13. Succinea oblonga Drap. . . . . 270 экз.
14. Succinea pfeifferi Rssm. . . . . 10 экз., из них 5 с обломанными устьями
15. Succinea putris (L.) . . . . . 11 экз.
16. Pupilla muscorum edentula Slavik . . . . . 45 экз.
17. Pupilla muscorum pratenris Clessin . . . . . 1 экз.
18. Vallonia pulchella (Müll.) . . . . . 5 экз.
19. Laciniaria plicata (Drap.) . . . . . 1 экз.
20. Retinella hammonis (Ström) . . . . . 1 экз.
21. Zonitoides nitidus (Müll.) . . . . . 10 экз., из них 5 молодые особи

Характерной особенностью этого комплекса является наличие в нем раковин пресноводных и наземных моллюсков. Почти все виды пресноводных моллюсков обитали в мелководных озерных периодически пересыхающих водоемах. Осадки, вмещающие данный комплекс малакофауны, накапливались при участии полых вод, разливавшихся по поверхности пойменной террасы. Они отнесены нами к фации пойменных отложений. Указанные в списке видового состава моллюсков прудовики, катушки, затворки и горошинки и ныне живут в мелких старицах пойм и широко распространены в различных районах Центра и Запада Русской платформы.

Подавляющее большинство наземных моллюсков, обнаруженных в суглинках верхнего фауносодержащего слоя, обитает в настоящее время в различных зоогеографических провинциях. Способность к приспособлению, выработанная у моллюсков в результате длительного развития в различных климатических условиях, как указывают И. М. Лихарев и Е. С. Раммельмейер (1952), обусловила широкое расселение этих видов. Из указанных десяти видов наземных моллюсков лишь один Laciniaria plicata Drap. характерен для провинции европейских смешанных и ши-

роколиственных лесов. Остальные виды наземных моллюсков встречаются почти во всех провинциях Палеарктической области.

Захоронение раковин наземных и пресноводных моллюсков в толще одного слоя указывает на смешение различных биотопов, вызванное развитием эрозионно-аккумулятивных процессов, наиболее интенсивное проявление которых происходило в период формирования долины Десны до заполнения ее лёссовыми породами. Сравнивая экологические особенности обитания подобных комплексов наземных и пресноводных моллюсков, ныне распространенных в различных областях и районах Центра и Запада Русской платформы, можно предположить, что погребенная фауна моллюсков развивалась в двух обособленных биотопах. Один из них, к которому приурочен комплекс пресноводных моллюсков, характерен для стоячих медленно текучих вод, озер, прудов, заросших ручьев и т. п. (прудовики, катушки, некоторые виды затворок и горошинок). При высыхании мелких стариц в пойме реки они, зарываясь в сырых илах, способны были переносить длительное отсутствие воды и возобновляли свою жизнедеятельность в период заполнения высохших котловин водой во время интенсивных летних ливней или в период весеннего половодья. Малакофауна другого биотопа обитала на суше в благоприятных почвенно-эдафических условиях.

Совместное нахождение пресноводных и наземных моллюсков можно объяснить смывом последних вместе с пылевато-глинистыми породами со склонов долины дождевыми и паводковыми водами. Наземные виды моллюсков, обнаруженные в иловатых суглинках, в настоящее время живут на лугах, в лесах, чаще всего во влажных местах, под камнями, в траве, в лиственной подстилке и даже нередко на стволах деревьев. Из наземных моллюсков, обитающих непосредственно на берегу у уреза воды, на водяных растениях в русле реки или в пойме нередко встречается амфибиотическая форма Succinea pfeifferi Rossm.

Экологический анализ захороненной фауны моллюсков верхнего слоя и ее видовой состав позволяют считать, что формирование древнего биотопа с сохранившимися в нем палеонтологическими остатками происходило в пойме, ближе всего в притеррасной ее части, где протекали процессы зарастания древнего озерного водоема с непостоянным водным режимом.

Отсутствие в изученном разрезе руководящих форм наземных и пресноводных моллюсков, выделенных И. В. Даниловским (1955) для отдельных межледниковых веков в пределах границ скандинавских оледенений, неоднократно покрывавших значительную территорию Русской платформы в четвертичное время, не позволяет пока сделать каких-либо выводов относительно возраста фауносодержащих слоев. Комплексы фауны моллюсков объясняют лишь особенности накопления различных фаций древнеаллювиальных отложений.

Изучение разрезов с захороненной фауной наземных и пресноводных моллюсков в смежных районах, даже в пределах самого бассейна р. Десны (д. Посудичи, Погарского района, Брянской области — долина р. Судости), позволило установить наличие таких вымерших видов моллюсков, как Fagotia acicularis (Fér.), Cepaea vindobonensis (Fér.) (Мотуз, 1962), ныне отсутствующих в пределах Брянской области и Белоруссии. Находки вымерших форм явно указывают на рисс-вюрмский возраст описанных отложений. Кроме того, выделенный комплекс четвертичных моллюсков помог выяснить палеогеографические особенности накопления слоев, содержащих фауну наземных и пресноводных моллюсков.

Необходимо отметить, что формирование различных фаций старичных линз, русловых отложений погребенного в долине р. Десны аллювия

(верхний и нижний фауносодержащие горизонты) в районе Хотылевского нижнепалеолитического местонахождения происходило в сравнительно благоприятной физико-географической обстановке, способствовавшей пышному развитию фауны и флоры. В этом отношении палеоэкологический анализ по захороненным комплексам четвертичных моллюсков в дополнение к другим палеонтологическим методам, применяемым при стратиграфическом расчленении осадков ледниковых и перигляциальных формаций, позволяет уточнить многие спорные вопросы осадконакопления различных генетических типов четвертичных континентальных отложений, проследить изменение климатических и гидрологических условий, что особенно важно при обосновании палеографических построений и восстановлении истории развития ландшафтов в четвертичном периоде на огромных пространствах Русской платформы.

В заключение автор пользуется случаем выразить глубокую благодарность профессорам В. И. Жадину и И. М. Лихареву за ценные советы и замечания, сделанные ими при подготовке рукописи к печати, а также за предоставленную возможность сравнить выполненные определения фауны четвертичных моллюсков с коллекционными материалами, хранимыми в Зоологическом институте АН СССР.

ЛИТЕРАТУРА

Богачев В. В. Материалы к истории пресноводной фауны Евразии. Киев, 1961.
Величко А. А. Геологический возраст верхнего палеолита Центральных районов Русской равнины. М., 1961.
Даниловский И. В. Опорный разрез отложений скандинавского оледенения Русской равнины и четвертичные моллюски.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1955, № 9.
Жадин В. И. Семейство Unionidae. Фауна СССР. Моллюски, т. IV, вып. 1.— Труды Зоол. ин-та АН СССР. М., 1938.
Жадин В. И. Моллюски пресных вод СССР.— Труды Зоол. ин-та АН СССР. М., 1952.
Заверняев Ф. М. Хотылевское нижнепалеолитическое местонахождение. Брянск, 1961.
Заверняев Ф. М. и Шмидт Е. А. «Советская археология», № 1, 1961.
Лихарев И. М. и Раммельмейер Е. С. Наземные моллюски фауны СССР.— Труды Зоол. ин-та АН СССР, 1952, вып. 43.
Мотуз В. М. Малакофауна из рисс-вюрмских отложений, найденная у д. Посудичи, Погарского района, Брянской области.— Докл. АН БССР, 1962, т. VI, № 11.

В. И. ГРОМОВ

КОСТЬ ЗУБРА (?), ВСКРЫТАЯ ЧЕЛОВЕКОМ

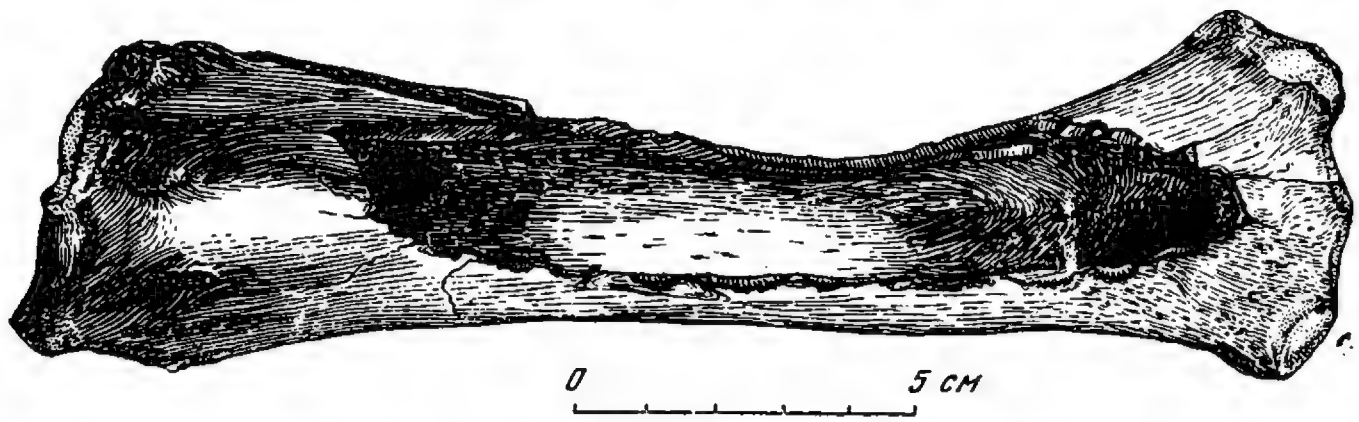
В 1963 г. сотрудники Геологического института АН СССР К. В. Никифорова, Л. П. Александрова, Ю. М. Васильев, П. В. Федоров и др., осматривая опорные разрезы в Низовом Поволжье, собрали довольно большой остеологический материал.

В 20-метровых береговых обрывах здесь вскрываются хорошие разрезы, в которых обнажаются сверху морские хвалынские глины, ательские супеси, хозарские пески, косожьские и сингильские суглинки, глины и торфяники и бакинские морские глины. Кости млекопитающих особенно обильны в хозарских песках, но встречаются также и в ательских и сингильских слоях.

Среди костных остатков, собранных на бичевнике р. Волги под г. Черный Яр, в том месте, где в 1935 г. был найден череп Mammuthus trogon-

therii (Pohl), оказалось лучевая кость быка (Bison?), по сохранности очень похожая на хозарские кости: она несомненно была вскрыта человеком для добывания мозга (рисунок).

Находка представляет интерес, так как это первое свидетельство присутствия в этом районе человека каменного века. Утверждать, что это был палеолитический человек нельзя, так как кость могла принадлежать



Искусственно расколотая кость (radius) зубра (?), найденная на бичевнике у г. Черный Яр (Нижнее Поволжье). Сборы К. В. Никифоровой

туру Bos primigenius, жившему в неолите и даже в историческое время, а не палеолитическому зубру. Никаких следов металла на кости нет, но следы каменного орудия достаточно ясны. Поэтому можно говорить о вероятности других находок каменного века здесь же, а может быть и стоянки палеолитического или неолитического человека близ Черного Яра.

Н. Р. СЕРЕБРЯНАЯ, Л. Р. СЕРЕБРЯННЫЙ

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА ЛЕДНИКОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ПО СТЕПЕНИ ИХ ВЫВЕТРИВАНИЯ

(Основные методы и их палеогеографическое значение)

Разработка геохронологии четвертичного периода сопряжена с немалыми трудностями. До сих пор окончательно не решен вопрос о количестве оледенений и их стадий. Традиционные представления на этот счет опираются главным образом на геолого-геоморфологические данные с привлечением результатов палеонтологических (чаще всего палеоботанических) исследований. При этом можно наметить только относительные оценки возраста в отличие от нового метода абсолютной хронологии, основанного на радиоактивном распаде одного из изотопов углерода — C^{14} (радиоуглерода). Круг проблем, связанных с применением радиоуглеродного метода, довольно подробно освещен в научной литературе. В настоящем сообщении кратко разбирается группа методов относительной геохронологии, опирающихся на изучение петрографии и минералогии гляцигенных образований.

Петрографический анализ морен еще с 1930-х годов широко использовался для выделения отдельных ледниковых эпох. Интересные исследования в этом направлении предпринимались в Прибалтике (В. Занс, А. Дрейманис и др.). Основные положения метода сводятся к следующе-

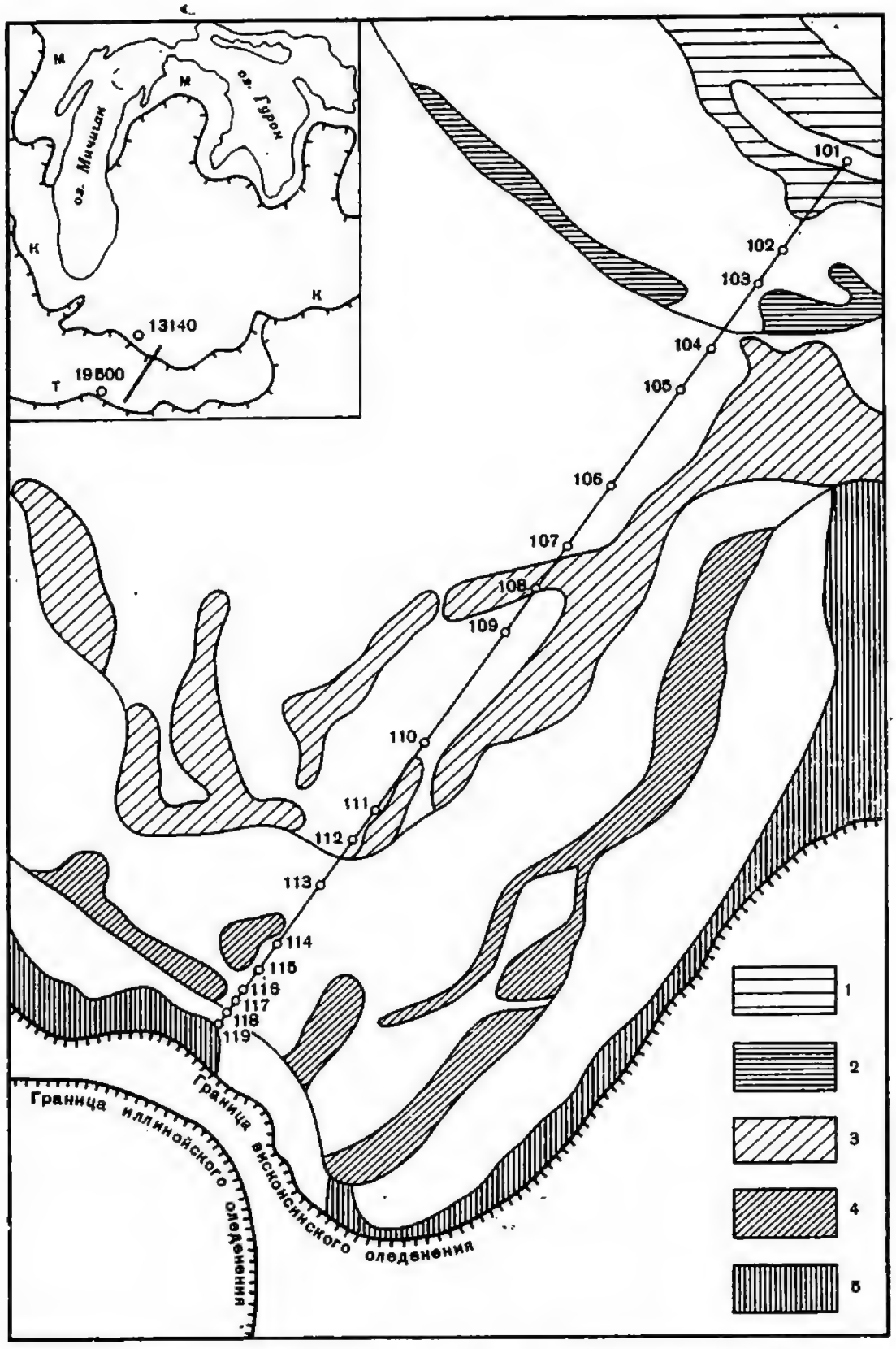
му. В составе фракции 0,5—1 *мм*, выделенной из образцов мелкозема морен, подсчитывается количество зерен известняка, доломита, кварца, песчаника, полевого шпата и темноцветных минералов. Далее определяется процентное содержание карбонатов и отношение количества зерен кварца и песчаника к количеству зерен полевого шпата и темноцветных минералов. На основании этих показателей выносились заключения о возрасте морен. Полученные результаты использовались в целях стратиграфического расчленения четвертичных отложений Латвии (Dreimanis, 1939; Перконс, 1957) и других территорий.

Значительные расхождения в отношении количества выделенных ледниковых и межледниковых эпох послужили вескими аргументами для критики петрографического метода. Г. Коншин и А. Савваитов (1960) отметили слабые стороны названного метода, связанные с недоучетом генетических особенностей моренного материала, а также региональных различий фациального состава испытуемой фракции 0,5—1 *мм*. Так, например, при определении содержания карбонатов не принимались во внимание особенности территориального распространения подстилающих карбонатных пород.

Поскольку петрографический метод, видимо, не имеет решающего значения при определении возраста ледниковых отложений, были предложены другие методы, связанные с установлением зависимости между интенсивностью и длительностью процессов выветривания. Как известно, процессы выщелачивания оказывают активное влияние на содержание карбонатов в морене. Допустив, что содержание карбонатов изменяется в основном в зависимости от продолжительности воздействия данного фактора, Мак-Клинток (MacClintock, 1954) предложил использовать эту особенность в качестве критерия при стратиграфическом расчленении осадков последнего, висконсинского, оледенения Северной Америки. Показателем глубины выщелачивания служил нижний предел распространения известковых налетов на нижней поверхности галек небольшого размера, присутствующих в составе водно-ледниковых образований типа камов. На основании массовых определений глубины выщелачивания на свежих стенках карьеров в северо-восточных районах США (Новая Англия) представилась возможность выделить три крупных группы величин, которые были сопоставлены с тремя ледниковыми стадиями, установленными по геолого-геоморфологическим данным. Так, для образований стадии тейзуэлл глубина выщелачивания карбонатов составляла 3—4,5 *м*, для образований стадии кэри 1,2—2,4 *м*, а для образований самой молодой стадии манкейто (ныне вальдерс) 0,3—0,9 *м*.

Поскольку глубина выщелачивания карбонатов определяется не только продолжительностью процесса, но и другими факторами (рельеф, климат, состав и уровень грунтовых вод и т. д.), очевидно, что данный метод можно использовать лишь в комплексе с результатами спорово-пыльцевого анализа, радиоуглеродными датировками и др., чтобы получить надежные возрастные определения. Пример подобного комплексного исследования — работа Дрейманиса (Dreimanis, 1960), где представления о двучленном подразделении висконсинского оледенения подтверждены определениями глубины выщелачивания карбонатов, а также содержания гранатов и карбонатов в ледниковых отложениях северо-востока Северной Америки.

Изучение истории последнего оледенения, привлекающее в последние годы все большее внимание, заставляет обратиться к тонким и точным аналитическим методам геохронологии, использующим новейшие достижения радиометрии, рентгеноструктурного анализа, спектроскопии. Это особенно важно для датирования небольших интервалов ледниковой



Местоположение образцов, взятых на минералогический и химический анализы по профилю между краевыми образованиями стадий тейзуэлл и кэри в штате Индиана

Конечные морены подстадий: *1*—Миссисинева, *2* — Юнион-Сити, *3*—Блумингтон, *4* — Чемпейн, *5* — Шелбивиль (*1* — стадия кэри, *2*—*5* — стадия тейзуэлл). На врезке представлена линия профиля и два пункта с радиоуглеродными датировками, а также границы стадий висконсинского оледенения; *Т* — тейзуэлл; *К* — кэри; *М* — манкейто (вальдерс)

истории, имеющих ранг стадий и подстадий. В качестве одного из примеров целесообразно остановиться на важнейших особенностях нового метода, связанного с точным количественным учетом изменений минералогического и химического состава глинистой фракции почв, сформировавшихся на молодых ледниковых образованиях, в зависимости от времени (White, Anderson, Hensel, 1959; Hensel, White, 1960).

Образцы для анализа отбирались на юге области Великих озер Северной Америки, в штате Индиана по профилю между краевыми образованиями стадий тейзуэлл и кэри (рис. 1). Линия профиля была заложена параллельно линии, соединяющей два пункта, для которых имелись определения абсолютного возраста по C^{14}: для конечных морен стадии тейзуэлл 19 500, для конечных морен стадии кэри 13 140 лет назад (Rubin, Suess, 1955; Suess, 1956). Эти датировки послужили реперами, к которым привязывались относительные оценки возраста взятых образцов. В целом в краевой зоне стадии тейзуэлл выветривание морены продолжалось примерно на 6 400 лет дольше, чем в краевой зоне стадии кэри.

Поскольку для морен висконсинского оледенения весьма характерно высокое содержание иллита (Droste, 1956), в качестве ведущего показателя интенсивности процессов выветривания использовалось содержание данного минерала. Заметим, что в конечных моренах содержание слюдистых минералов гораздо более высокое, чем в основных (донных) моренах, что может быть связано с большим участием местного материала в составе последних. Тем не менее, как видно из прилагаемой картосхемы (рис. 1), отбор образцов проводился преимущественно из основных морен. Принималось допущение, что невыветрелый моренный материал характеризовался сравнительно однородным составом и, кроме того, предполагалось, что различия в степени выветривания сохраняются до настоящего времени, что дает возможность определить интенсивность процессов выветривания.

Анализировались две группы образцов, взятых с глубин 0—15 и 75—90 *см* от поверхности. Для каждого образца определялись pH среды, содержание обменного (кислотно-растворимого) калия, общее содержание калия в глинистой фракции (0,2—2 μ), минералогический состав этой фракции. Калий определялся с помощью пламенного фотометра. Минералогический состав глинистой фракции устанавливался методами рент-

Таблица

Аналитические результаты
(по Hensel, White, 1960)

Стадии	Подстадии	№ образца	Общее содержание глинистой фракции, %	Среднее содержание иллита, %	Абсолютный возраст (от 1950 г.)
Кэри	Миссисинева	101	2,93	58	13140 *
Тейзуэлл	Юнион-Сити	102			
		103	2,78	43	14500
»	Блумингтон	104			
		105			
		106			
		107			
		109	2,68	38	15500
»	Чемпейн	113			
		114			
		115	2,33	31	18700
»	Шелбивиль	118			
		119	2,25	25	19500 *

* Возраст определен по C^{14}.

геноструктурного анализа, являющегося самым надежным средством идентификации глинистых минералов [1].

В результате исследования было установлено, что общее содержание калия, определенного в форме K_2O, в глинистой фракции почв на глубине 0—15 *см* составляет 2,93% в зоне краевых образований стадии кэри и 2,25% в зоне краевых образований стадии тейзуэлл. Следовательно, за 6400 лет (разница между радиоуглеродными датировками) общее содержание калия в почве возросло на 0,68%, т. е. примерно на 0,1% в течение 1000 лет. Соответственно были вычислены изменения в содержании иллита, затем путем интерполяции были сделаны оценки возраста отдельных подстадий, маркируемых в рельефе конечно-моренными грядами (см. таблицу).

Рассмотренный метод является хорошим образцом комплексного решения геохронологических проблем при региональных исследованиях геолого-геоморфологического характера. В конечном итоге представляется возможным установить абсолютный возраст четвертичных отложений и связанных с ними форм рельефа. Конечно, пока эффективность метода ограничена задачами датирования сравнительно небольших интервалов деградации последнего оледенения, но не исключена возможность дальнейшего совершенствования с расчетом на определение возраста более древних четвертичных образований. В настоящее время работы по внедрению и развитию данного метода широко осуществляются не только в США, но и в европейских странах — Польше, Нидерландах, Великобритании. Нет сомнения в том, что эта важная проблема может представить интерес и для советских исследователей четвертичного периода.

ЛИТЕРАТУРА

Коншин Г., Савваитов А. О так называемом методе петрографического изучения морен.— Известия АН Латвийской ССР, 1960, № 11.

Перконс В. К вопросу стратиграфии плейстоценовых отложений Латвийской ССР.— Научные сообщения Института геологии и географии АН Литовской ССР, 1957, т. 4.

Brown G. The effect of isomorphous substitutions on the intensities of the (001) reflections of mica- and chlorite-type structures.— Mineralogical Magazine, 1955, vol. 30, p. 657—665.

Dreimanis A. Eine neue Methode der quantitativen Geschiebeforschung.— Zeitschrift für Geschiebeforschung, 1939, Bd. 15, H. 1.

Dreimanis A. Pre-Classical Wisconsin in the eastern portion of the Great Lakes Region, North America.— International Geological Congress, Report of the 21st Session, Norden, 1960, pt. 4, Proceedings of Section 4.

Hensel D. R., White J. L. Time factor and genesis of soils in early Wisconsin till.— Clays and clay minerals. Monograph 5. Earth science series. London, 1960. (Proceedings of the 7th National Conference on clays and clay minerals. Washington, October 1958).

MacClintock P. Leaching of Wisconsin glacial gravels in eastern North America.— Bulletin of the Geological Society of America, 1954, vol. 65, № 5.

Rubin M., Suess H. U. S. Geological Survey radiocarbon dates II.— Science, 1955, vol. 121, № 3145.

Suess H. E. Absolute chronology of the last glaciation.— Science, 1956, vol. 123, № 3192.

White J. L., Anderson J. U., Hensel D. R. Applications of mineralogical techniques to soil genesis studies.— Silicates industriels, 1959, t. 24, № 6.

[1] Содержание межслоевого калия в слюде на различных стадиях выветривания измеряется путем анализа интенсивностей отражений на рентгенограммах, а именно по колебанию отношения интенсивностей отражений 001/002 (Brown, 1955).

Е. В. ПАВЛОВСКИЙ, Э. И. РАВСКИЙ

НОВОЕ НЕОЛИТИЧЕСКОЕ ПОСЕЛЕНИЕ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛА

В значительной части Восточной Сибири, остававшейся свободной от материковых и горных ледников во время четвертичных оледенений и, в частности, во время последнего, сартанского оледенения, уже давно известны многочисленные следы жизни доисторического человека эпохи палеолита, неолита и бронзы. Особенно часты памятники палеолита и неолита в Прибайкалье, по берегам Ангары и многих ее притоков — Белой, Китоя, Куды, Осы, Илима. Также многочисленны позднепалеолитические и неолитические стоянки в Забайкалье, в бассейнах рек Селенги, Ингоды и др.

Среди этих памятников доисторической культуры многие,— например, стоянки Мальта, Буреть,— приобрели мировую известность благодаря богатству найденных при их раскопках каменных орудий и предметов искусства. Весьма интересные находки предметов материальной культуры сделаны и на более молодых стоянках (Окладников, 1950).

Рассматривая пространственные особенности расселения человека в палеолите, нельзя не обратить внимания на то обстоятельство, что на берегах Байкала, да и во всей Байкальской впадине, следы его пребывания до сих пор не встречены. Это, по-видимому, нельзя считать случайностью, так как геологами и археологами предпринимались неоднократные целеустремленные поиски. Что касается неолитических местонахождений, то и они весьма редки и сосредоточены в основном в районе селенгинской дельты (Хороших, 1948; Окладников, 1950 и др.). Поэтому каждое новое свидетельство о поселении неолитического человека на Байкале расширяет знания об истории первобытного общества и о его взаимосвязях с природной средой.

Во время геологических исследований на западном побережье Байкала, производившихся Е. В. Павловским и А. М. Лейтесом, их спутником — А. С. Синакевичем (13-летним школьником), была обнаружена неизвестная ранее неолитическая стоянка. Она расположена на западном берегу Байкала несколько севернее параллели северной оконечности о-ва Ольхон в устье р. Большие Кочерики (рис. 1). Стоянка связана с поверхностью низкой байкальской террасы, возвышающейся над современным уровнем озера на 2,1—3 *м* и, следовательно, на 3—4 *м* выше естественного уровня, существовавшего до заполнения водохранилища Иркутской ГЭС.

Река Большие Кочерики берет начало в гольцовой зоне Приморского хребта, в рельефе которого хорошо выражены следы как долинного оледенения (вероятно, зырянского), так и, особенно, более молодого, карового оледенения (сартанского времени). Затем речка блуждает по дну широкой, заболоченной впадины, вытянутой параллельно байкальскому побережью и выполненной озерными отложениями неогена и антропогена. В низовье р. Большие Кочерики прорезает сравнительно узкую гряду, сложенную докембрийскими метаморфическими и изверженными породами. Эта холмистая гряда круто обрывается к Байкалу. В сторону заболоченной впадины (т. е. на северо-запад) поверхность гряды снижается очень плавно.

Неолитическая стоянка обнаружена А. С. Синакевичем у подножья утеса, слагающего правый коренной склон долины р. Большие Кочерики. Утес обращен частью к Байкалу, частью к устью речной долины. У подножия утеса видно нагромождение крупных глыб местных корен-

ных пород. Глыбовая россыпь по мере удаления от утеса постепенно сливается с поверхностью низкой байкальской террасы, о которой упоминалось выше. Верхушки отдельных глыб торчат из-под дернового покрова и прослеживаются в поперечном разрезе террасы примерно на 50 *м* от утеса. Под дерном располагается прерывистый почвенный слой, в котором и найдены остатки деятельности неолитического человека. Связь отложений террасы не только с озерной, но и речной аккумуляцией сказывается в слабом, но заметном наклоне ее поверхности от места прислонения к коренному склону в сторону бровки. Ширина террасы достигает 300 *м*. По мере удаления от коренного склона в разрезе террасы возрастает роль песчано-галечных отложений, прислоненных к глыбовой россыпи.

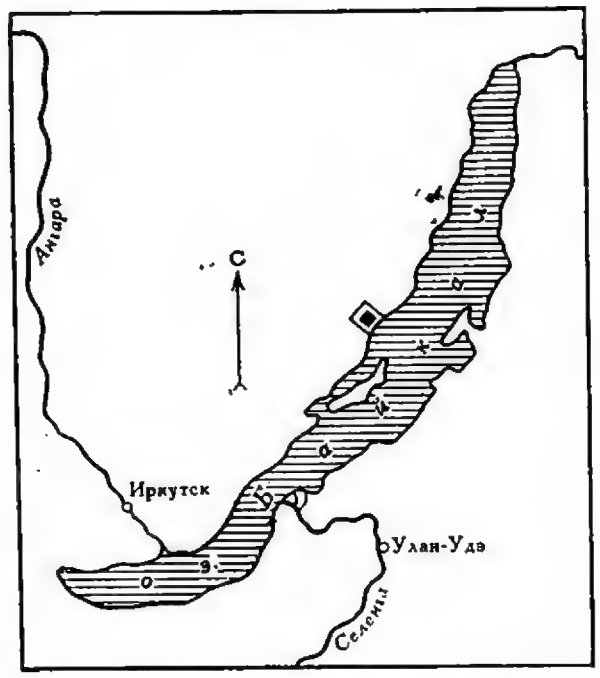


Рис. 1. Местоположение новой неолитической стоянки на западном побережье оз. Байкал (показано на схеме квадратом)

Культурный слой стоянки лежит на глубине 0, 2—0, 3 *м* от поверхности, в нижней части современной почвы подзолистого типа как в ее гумусном горизонте, так и в непосредственно лежащем под ним горизонте выщелачивания (рис. 2). Культурный слой представлен рассеянными кремневыми отщепами, каменными орудиями, обломками грубой керамики и костей некрупных животных. Имеются следы кострищ, часть костей обожжена.

Стоянка специально не раскапывалась и не изучалась в археологическом отношении. Собранные каменные орудия поэтому немногочисленны. Их коллекция была представлена известному знатоку доисторических культур профессору М. М. Герасимову. Ее рассмотрели также во время международного симпозиума по палеолиту, состоявшегося в Москве в сентябре 1963 г., польские специалисты по геологии и археологии палеолита — профессор Л. Савицкий и доктор В. Хмелевский. Они отметили, что в инвентаре стоянки можно различить примитивный каменный топор грубой обработки, имеющий треугольную форму, скребки, пластины, три микролитические нуклеуса (рис. 3) и керамику (рис. 4). Часть орудий (пластины и скребло), по мнению Л. Савицкого, несут на себе отпечаток эпипалеолитической техники обработки камня и имеют макролитоидный облик.

М. М. Герасимов отнес стоянку ко времени позднего энеолита, переходного к ранней бронзе. Культура этой стоянки существовала, по его представлению, около 2 тыс. лет до нашей эры и, следовательно, имеет давность около 4 тысячелетий.

К этому заключению присоединились и упоминавшиеся польские исследователи.

Несмотря на принадлежность к позднему неолиту, в культуре стоянки у речки Большие Кочерики отмечены архаические черты. Рецидив палеолитических традиций связан, по-видимому, с определенными условиями жизни и работы. Следует вспомнить, что дерево в качестве повсеместно встречающегося и доступного материала появилось лишь во время голоценового оптимума, когда леса завоевали открытые пространства тундро-степей, существовавших, как это установлено Л. В. Голубевой (Равский и др., 1964), в Прибайкалье во время сартанского оледе-

Рис. 2. Место неолитической стоянки на бровке 3—4-метровой террасы у раскопа—А. Синакевич (фото Е. В. Павловского)

нения. Поэтому необходимость обработки дерева вызвала появление грубых массивных орудий типа топора из диорита, найденного на стоянке.

Все развитие неолитических культур Прибайкалья совпадает с голоценом. Палеоботаническое изучение отложений голоцена Прибайкалья (Нейштадт, 1957; Виппер, 1962; Равский и др., 1964) показало, что в его истории имелся явственно более теплый период, чем современный. Этот период называется обычно голоценовым климатическим оптимумом. В это время, помимо распространения лесов, отмечался интенсивный рост торфяников. В некоторых депрессиях (Тункинские впадины) появились даже широколиственные древесные породы — дуб и вяз, чуждые современной флоре Сибири. Произошло некоторое общее смещение природных зон к северу.

Судя по данным абсолютной геохронологии, основанной на радиоуглеродных определениях, относящимся к Европе и согласующимся с ана-

Рис. 3. Каменный топор из культурного слоя стоянки

Рис. 4. Керамика из культурного слоя стоянки

логичными данными по Сибири (Лаврушин и др., 1963; Чердынцев и др., 1964), время голоценового оптимума заключено во временных рубежах от 8,5 до 4,5 тыс. лет. Сопоставляя эти данные и сведения об археологической датировке культуры стоянки, можно прийти к заключению, что появление человека на Байкале относится к концу времени теплого периода голоцена. По-видимому, только при значительном улучшении климата человек новокаменного века смог найти подходящие условия для жизни на берегах такого обширного озера, как Байкал. Для поселения естественно использовались сравнительно немногочисленные фрагменты байкальских террас, невысоко приподнятых над уровнем воды. Вероятно, поселение у устья речки Б. Кочерики имело сезонный характер, зависящий от сроков охоты и рыбной ловли.

ЛИТЕРАТУРА

Виппер П. Б. Послеледниковая история ландшафтов в Забайкалье.— Докл. АН СССР, 1962, **145**, № 4.

Лаврушин Ю. А., Девирц А. Л., Гитерман Р. Е., Маркова Н. Г. Первые данные по абсолютной хронологии основных событий голоцена северо-востока СССР.— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода АН СССР, 1963, № 28.

Нейштадт М. И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М., Изд-во АН СССР, 1957.

Окладников А. П. Неолит и бронзовый век Прибайкалья.— Материалы и исслед. по археологии СССР. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1950, № 18.

Равский Э. И., Александрова А. П., Вангенгейм Э. А., Гербова В. Г., Голубева Л. В. Антропогеновые отложения юга Восточной Сибири.— Труды ГИН АН СССР, 1964, вып. 105.

Хороших П. П. Пещеры Байкала.— «Природа», 1948, № 12.

Чердынцев В. В., Алексеев В. А., Кинд Н. В., Форова В. С., Сулержицкий Л. Д. Радиоуглеродные даты лаборатории ГИН АН СССР.— «Геохимия», 1964, № 4.

О. А. БРАЙЦЕВА, И. С. ЕВТЕЕВА

О ВОЗРАСТЕ ТОЛЩИ «СИНИХ ГЛИН» ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Вопрос о возрасте «синих глин» Центральной Камчатской депрессии представляет значительный интерес, так как разрешение его дает возможность в какой-то мере судить о времени заложения депрессии.

«Синие глины», впервые выделенные под таким названием С. Л. Кушевым и Ю. А. Ливеровским (1940), залегают в основании видимого разреза рыхлых отложений Центральной Камчатской депрессии (рис. 1). Эти отложения вскрываются в нижней части береговых обрывов (яров) высоких террасовидных поверхностей. Последние приурочены к средней части депрессии, где хорошо выделяется центральное поднятие, названное нами Генеральской возвышенностью. В пределах этого поднятия «синие глины» вскрываются не только в низах разрезов высоких террасовидных поверхностей (яры Половинка, Генералка, Средний, Большой), но и залегают в цоколях более молодых флювиогляциальных равнин последнего оледенения (яры Длинный, Каледеч), а также в цоколях аллювиальных террас долины р. Камчатки (яры Недоступный, Катун, Диатомитовый и др.).

Название толщи — «синие глины» — отражает только общий ее характер. На самом деле это очень дробное переслаивание синих и сизовато-серых глин, суглинков, супесей и тонкозернистых уплотненных песков.

Отмечаются подчиненные прослои мелко- и среднезернистых песков. Мощность слоиков обычно 1—3 *мм*, максимальная до нескольких сантиметров. Слоики имеют четкие границы и прослеживаются на большие расстояния без выклинивания, что является одним из типичных признаков озерных осадков. Иногда на границе песков и суглинков наблюдаются знаки ряби. Среди этих осадков очень четко выделяются тонкие (несколько миллиметров) прослои белесых алевро-пелитовых пеплов. Иногда туфогенный материал не образует чистых прослоев, а отмечается в виде существенной примеси в слоиках сизой супеси. Два наиболее четких прослоя белых пеплов были отмечены в яре Половинка. Местами (яры Длинный, Большой) в толще «синих глин» отмечаются линзы темно-коричневого плотного торфа мощностью до 1 *м*; иногда торф в виде тонких линз и прослоев участвует в общем переслаивании (мощность пачек с прослоями торфа до 1,5 *м*).

В ряде случаев среди глин и суглинков отмечаются небольшие линзы песков с мелкой, хорошо окатанной галькой, однако эти линзы немногочисленны, невелики по размерам и не нарушают общего однообразия толщи. Мелкая редкая галька базальтов отмечается в рассеянном виде и в прослоях суглинков и супесей. В основании яра Половинка (верхний по течению конец яра) была описана пачка (1,5 *м*) средне- и мелкозернистых горизонтально- и косослоистых песков. В долине р. Кирганика (в 15 *км* от устья) в основании разреза «синих глин» отмечается 1,5-метровая пачка переслаивающихся песков и галечников. Заполнитель в галечниках представлен буро-серым разнозернистым песком, галька в основном мелкая и средняя, хорошо окатанная. Так как мощность обнажающихся песков и галечников в двух последних разрезах очень мала, а подошва их лежит ниже уреза и не вскрыта, мы не можем однозначно решить вопрос, являются ли эти разности прослоями или линзами внутри толщи «синих глин» или они подстилают последние.

Приведенное описание показывает, что термин «синие глины» в целом хорошо отражает характер этой толщи — синевато-сизый цвет и

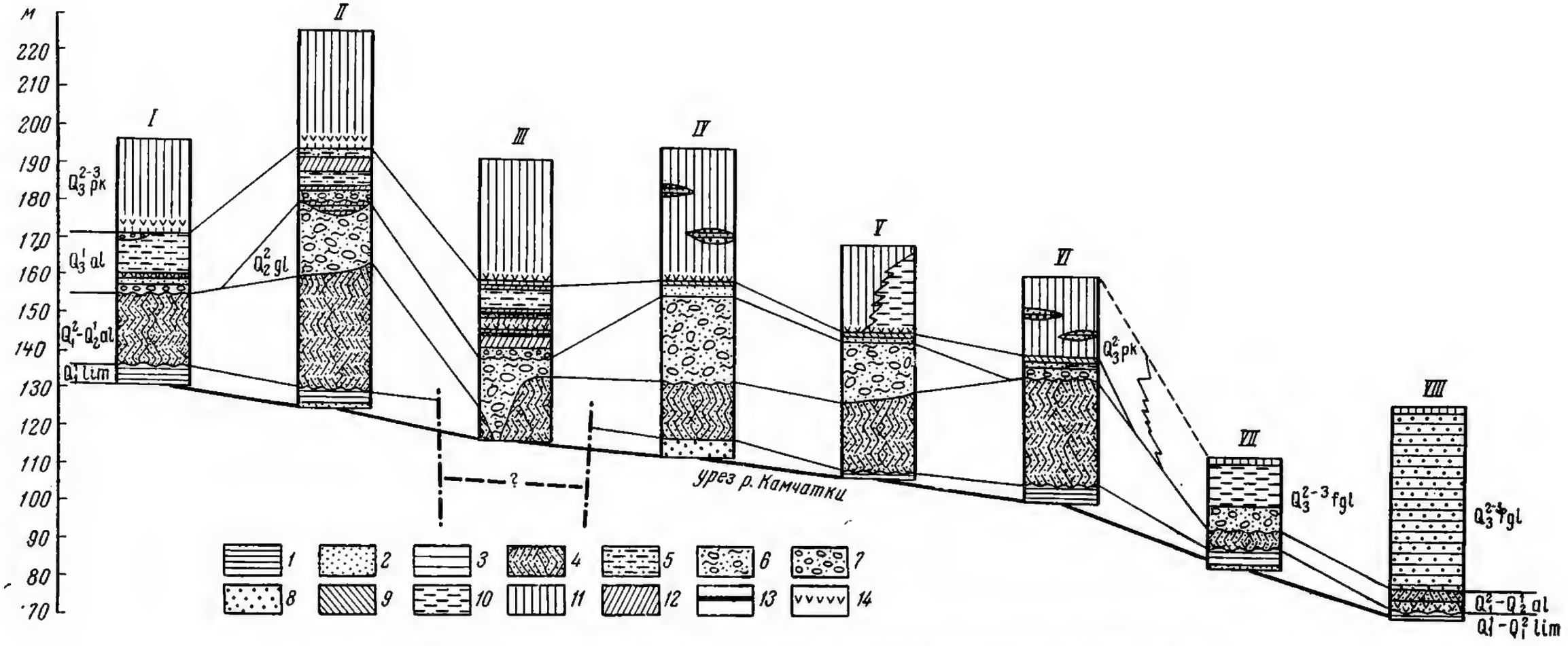


Рис. 1. Сопоставление основных разрезов Центральной Камчатской депрессии

I — яр Генералка; *II*— яр Половинка; *III*—яр Неприятный; *IV* — яр Девичий; *V*— яр Средний; *VI* — яр Большой; *VII* — яр Длинный; *VIII* — яр Каледеч *1*—«синие глины»; *2*— пески; *3* — пески горизонтальнослоистые; *4*—пески косослоистые; *5*—пески пылеватые; *6* — отложения несортированные с галькой (морена); *7* — галечник; *8* — гравий; *9* — супеси; *10*— супеси слоистые; *11* — супеси покровные; *12* — суглинки; *13*—торф; *14*— прослои вулканических пеплов. Q_1^{1-2}lim — озерные «синие глины»; Q^2_1 — Q^1_2 al — аллювиальные «косослоистые пески»; Q^2_2 gl —ледниковые отложения предпоследнего оледенения («мореноподобная толща»); Q^1_3 al — аллювиальные межледниковые отложения высоких террас р. Камчатки; Q_3^{2-3} pk — покровные пирокластические супеси; Q_3^{2-3} fgl — флювиогляциальные отложения I фазы верхнечетвертичного оледенения

преобладание тонких фаций. Тонкая горизонтальная выдержанная слоистость, хорошая сортировка материала в пределах каждого слоика с несомненностью свидетельствуют об озерном генезисе этих осадков. Представление о степени сортированности осадков дает механический анализ образцов из «синих глин» яра Большого (1) и яра Генералка (2).

Фракции механического состава, %

№	2—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	<0,01
1	—	—	—	11,85	66,70	21,45
2	0,05	0,70	1,55	2,05	17,15	78,50

Мощность «синих глин» в пределах одного разреза не более 5—6 *м* (максимальная 6 *м* в яре Половинка, минимальная 1 *м* в яре Каледеч). Однако и в пределах одного яра мощность глин может изменяться в значительных пределах (от 2 до 6 *м*), так как вышележащие отложения залегают на глинах с размывом. Подстилающие «синие глины» осадки нигде не вскрываются, во всех обнажениях глины уходят под урез воды.

«Синие глины» залегают горизонтально (лишь в одном яру, в 2 *км* ниже устья р. Китильгиной, глины, залегающие в цоколе 14-метровой террасы р. Камчатки, слабо дислоцированы и падают вверх по течению). Естественно предположить, что все ниже и ниже по течению р. Камчатка прорезает более древние горизонты синих глин. Это умозаключение хорошо согласуется с данными спорово-пыльцевого анализа, о чем будет сказано ниже. Если сопоставить абсолютные отметки «синих глин» в самом верхнем по течению яру — 145 *м* и самом нижнем — 60 *м*, то окажется, что на этом участке река прорезала толщу глин мощностью около 85 *м*. Общая же мощность толщи, видимо, еще больше, так как подошва «синих глин» нами нигде не наблюдалась.

«Синие глины» вскрываются во всех ярах Камчатки, за исключением яра Неприятного, яра Девичьего и яра Диатомитового. В яру Неприятном «синие глины» лежат ниже уреза, а в основании разреза вскрывается более молодая толща «косослоистых песков». В яру Девичьем нижняя часть разреза сильно задернована, однако здесь в расчистке нами были вскрыты плотные гравийники и крупнозернистые бурые пески с редкими прослоями среднезернистых песков, обогащенных переотложенным пирокластическим материалом. Эти отложения сильно уплотнены и служат водоупором. На них с размывом залегают «косослоистые пески». Описанные песчано-гравийные отложения мы считаем фациальными аналогами «синих глин», сходными с ними по степени уплотненности и положению в разрезе. Такой же фациальной разновидностью толщи «синих глин» являются и диатомиты, выходящие в цоколе 14-метровой террасы Диатомитового яра. Диатомиты представляют собой плотную тонкослоистую темно-серую и серую породу, разбитую вертикальными трещинами. Отложения дислоцированы — угол падения их 6—7°, азимут падения СЗ 315—330°. Спорово-пыльцевые спектры из диатомитов не отличаются от спектров из «синих глин» яров, расположенных выше по течению, что подтверждает правомерность отнесения диатомитов к комплексу осадков толщи «синих глин».

Таким образом, озерные отложения нижней части разреза депрессии включают целый комплекс различных фаций, от прибрежных, представленных песками и гравийниками с прослоями гальки, до глубоководных,

представленных диатомитами. Состав диатомовых водорослей характеризует, по Н. В. Анисимовой (Кушев, Ливеровский, 1940) и Е. Г. Лупикиной (устное сообщение), горный, довольно глубокий водоем, сходный с горными водоемами умеренных широт. Широкое площадное развитие озерных отложений свидетельствует о больших размерах водоема, а значительные мощности озерных осадков указывают на длительность существования озера.

С. Л. Кушев и Ю. А. Ливеровский относили «синие глины» к третичному периоду, указывая, что Н. В. Анисимова, изучавшая диатомовые водоросли, не отрицала возможности отнесения глин к плиоцену. На основании данных спорово-пыльцевого анализа из этих отложений Н. П. Куприна и Л. А. Скиба (1963) отнесли эти осадки к четвертичному периоду, без дальнейшего уточнения отдела.

Данные спорово-пыльцевого анализа, проведенного авторами в лаборатории Института вулканологии, позволяют уточнить эти общие представления. Из отложений «синих глин» депрессии было просмотрено в общей сложности 50 образцов (яры Генералка, Половинка, Большой, Катун, Диатомитовый, Длинный, Каледеч и в 2,5 *км* к северу от устья р. Большой Романовки — яр «Романовский»).

Прежде всего обращает внимание отличие спектров «синих глин» яров Каледеч и «Романовского» от всех остальных. Эти яры располагаются ниже всех по течению в долине р. Камчатки, вследствие чего здесь вскрываются самые нижние горизонты толщи «синих глин».

Результаты спорово-пыльцевого анализа шести образцов из «Романовского» яра и двух образцов из яра Каледеч (рис. 2) показывают преобладание пыльцы древесных пород (15—65%) и спор (58—74%) над пыльцой травянистых растений (1—18%). Среди древесных встречены Picea секции Omorica (2 вида) (1—30%), Abies (до 1%), Larix (до 1%), Pinus n/p Haploxylon (до 1%), Alnus (11—48%), Alnaster (11—52%), Betula sect. Costatae (6—19%), Betula sect. Albae (до 1%), Betula sect. Nanae (2—12%). Обращает внимание присутствие во всех образцах наиболее низкого по течению яра «Романовского» единичных зерен широколиственных пород: Juglans — Diervilla, Ulmus, Carpinus, Corylus. Среди травянистых преобладают либо Gramineae (9—53%), либо разнотравье (22—63%), имеется также пыльца Cyperaceae (11—38), Ericaceae (1—30%), Artemisia (1—8%). Среди спор отмечены Bryales (от 13 до 390%), Polypodiaceae (15—94%), Lycopodiaceae (3—51), Sphagnales (1—15%). Обращает внимание присутствие спор Osmunda (до 1%). В растительном покрове главную роль играли темнохвойные леса из ели, местами с примесью широколиственных пород, а также леса из белой и каменной березы с наземным покровом из папоротников. Встречались также лиственничники, участки осоковых и сфагновых болот с кустарниковой березкой и вересковыми, а по берегам озера — заросли ольхи. На склонах гор рос ольховый и кедровый стланик, занимавший, впрочем, меньше площади, чем теперь. Присутствие значительного количества пыльцы ели (в современных пробах ее всего 4—5%), широколиственных пород, спор теплолюбивого папоротника Osmunda несомненно свидетельствует о климатических условиях теплее и мягче современных.

«Синие глины» в основании расположенных выше по течению яров — Генералки, Половинки, Большого, Длинного, Катуна, Диатомитового — характеризуются существенно иными спорово-пыльцевыми спектрами (см. рис. 2, 3). В общей сложности здесь было просмотрено около 40 образцов, которые по полученным спектрам близки между собой. Исключения не составляют и диатомиты яра Диатомитового. В образцах отмечаются довольно значительные колебания процентного содержания

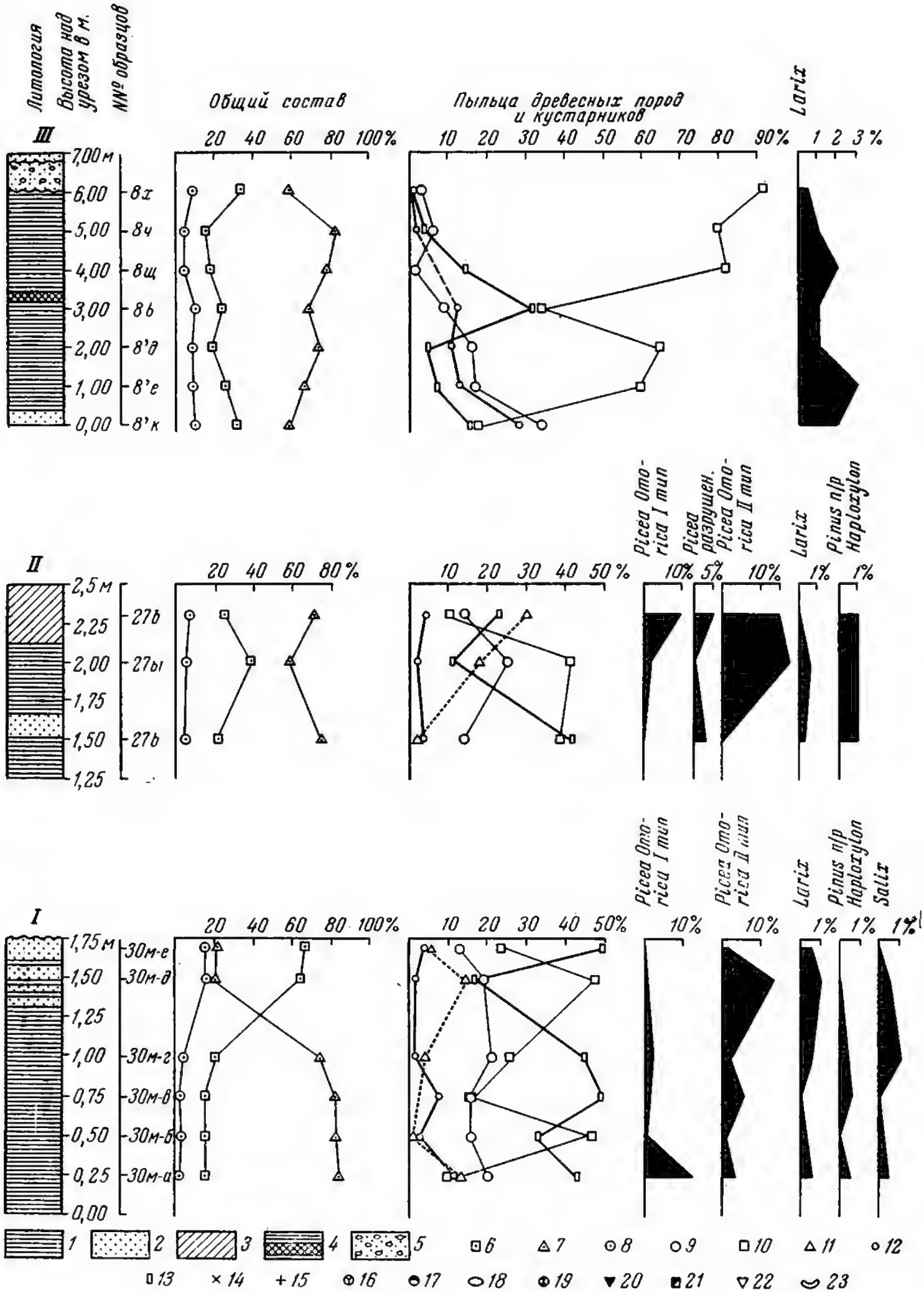
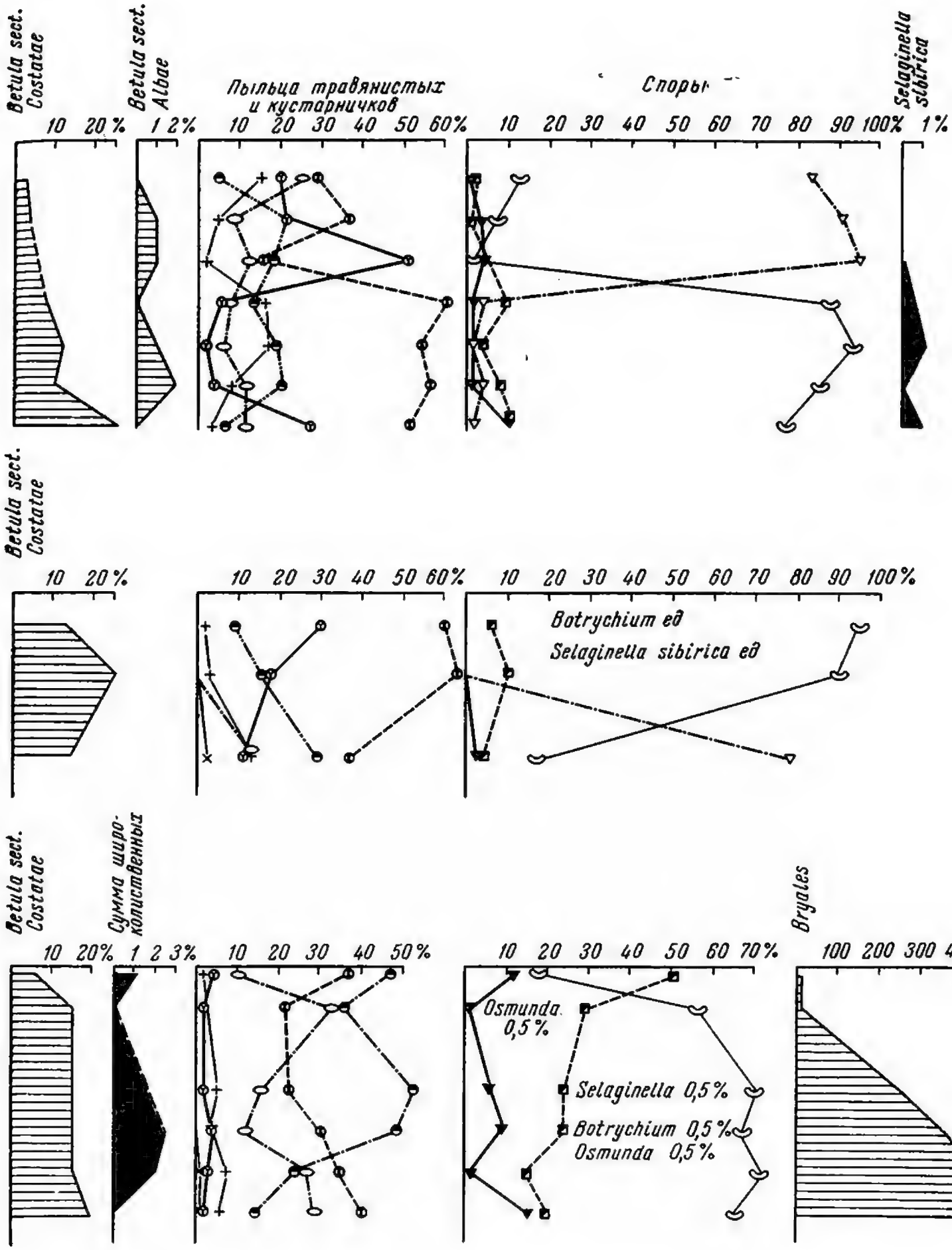


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма толщи «синих глин»

1 — глины сизые; *2* — пески; *3*— суглинки и супеси; *4*—прослои пеплов; *5*—пески с галькой *9* — Betula; *10* — Alnus; *11*—Picea; *12*—Betula sect. Nanae; *13* — Alnaster; *14*— Chenopodiaceae; *21* — Lycopodiaceae; *22* — Bryales;



яра «Романовского» (I), яра Каледеч (II) и яра Половинки (III)

и гравием; *6* — сумма древесной пыльцы; *7* — сумма спор; *8* — сумма травянистой пыльцы; *15* — Artemisia; *16* —Ericales; *17* — Gramineae; *18*—Cyperaceae; *19* — разнотравье; *20*—Sphagnales; *23* — Polypodiaceae

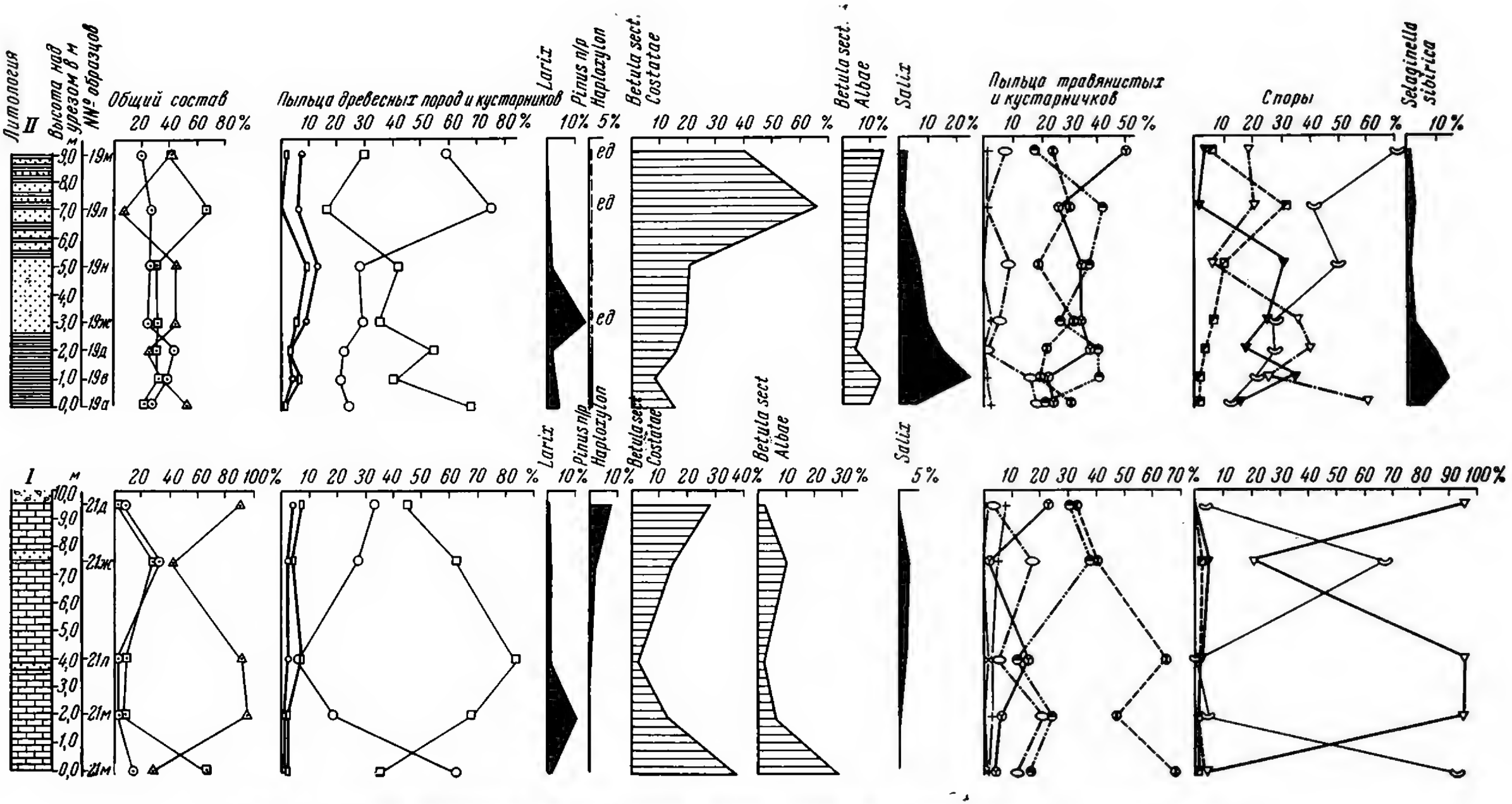


Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма толщи «синих глин» яра Диатомитового (I) и яра Катун (II)
Условные обозначения см. на рис. 2

компонентов разных групп растений (пыльца древесных 3—79%, травянистых 1—68%, споры 6—90%). Среди древесных отмечена пыльца Larix (1—25%), Pinus sp. (до 1%), Pinus n/p Haploxylon (1—7%), Alnus (18—94%), Alnaster (1—40%), Betula sect. Costatae (1—66%), Betula sect. Albae (1—27%) и Betula sect. Nanae (1—35%), Salix (1—28%). Среди травянистых преобладает то пыльца Gramineae (5—85%), то Cyperaceae (1—52%), то разнотравье (9—95%). В меньших количествах встречаются Ericaceae (2—57%), Artemisia (1—18%), Chenopodiceae (до 1%). Среди спор присутствуют Bryales (1—96%), Polypodiaceae (1—94%), Sphagnales (1—37%), Lycopodiaceae (1—33%). Обращает внимание значительное количество спор Selaginella sibirica (1—15%, иногда до 81%). Растительность этого времени сильно отличалась от описанной выше, характерной для времени накопления низов «синих глин». Здесь преобладали лиственничники с покровом из зеленых мхов и вересковых, березовые леса из каменной и белой березы с покровом из папоротников, ольховые и ивовые заросли по берегам озера. Значительные площади занимали осоковые и сфагновые болота с карликовой березкой. На склонах гор существовали заросли ольхового и кедрового стланика. Отсутствие ели, широкое развитие лиственничников, постоянное присутствие спор Selaginella sibirica позволяют говорить о климате, более суровом, чем современный.

Аналогичные в целом спорово-пыльцевые спектры были получены Н. П. Куприной и Л. А. Скибой (1963) из «синих глин» яра Половинка и яра Длинного (по нашей номенклатуре).

Отмеченные различия в спорово-пыльцевых спектрах разных горизонтов «синих глин» несомненно свидетельствуют об их разновозрастности.

Присутствие в спорово-пыльцевых спектрах нижних горизонтов «синих глин» единичных пыльцевых зерен экзотических растений, позволяет относить их к самым низам четвертичного периода (Q_1^1)[1]. Флора из этих отложений намного беднее, чем в эрмановской свите западного побережья Камчатки.

Спорово-пыльцевые спектры нижних горизонтов «синих глин» хорошо сопоставляются со спектрами из энемтенских отложений Западного побережья Камчатки, изученными А. Р. Гептнером и Л. А. Скиба (Гептнер, 1965; Гептнер и др., 1966) и относимыми им к низам плейстоцена. Явное сходство спектров нижней части «синих глин» со спектрами континентальных аналогов энемтенских отложений позволяет нам считать эти осадки одновозрастными.

«Синие глины» верхних по течению яров являются безусловно более молодыми. Спорово-пыльцевые спектры в них показывают сильное похолодание, приведшее не только к полному вымиранию экзотических растений, но и к исчезновению ельников. Климатические условия, более суровые, чем современные, были вполне сопоставимы с условиями эпох оледенений. Эти осадки мы относим ко второй половине нижнечетвертичного отдела (Q_1^2). Таким образом, переход от еще достаточно теплых условий начала четвертичного периода к дальнейшему сильному похолоданию произошел внутри единой толщи «синих глин».

Эти холодные климатические условия сохранились и во время накопления нижней части толщи аллювиальных «косослоистых песков». Последние представлены переслаиванием пачек хорошо сортированных средне- и мелкозернистых песков с косой слоистостью и залегают на

---

[1] Объем четвертичной системы принимается по принятой в СССР стратиграфической школе.

глинах с четко выраженным размывом, амплитуда которого достигает 2 *м*. В основании песков встречаются стволы и ветви деревьев, часто имеющие вид захороненных заломов. Древесина абсолютно не разложилась, не лигнитизирована, очень плотная.

Спорово-пыльцевые спектры из нижней части толщи «косослоистых песков» и характер восстановленной растительности полностью аналогичны таковым для верхней части толщи «синих глин», что позволяет относить эти отложения также ко второй половине нижнечетвертичной эпохи (Q_1^2). Следующая эпоха потепления, которую мы связываем с началом среднечетвертичного времени ($Q\,\frac{1}{2}$), фиксируется в верхней части толщи «косослоистых песков» и предшествует отложению морены среднечетвертичного оледенения.

Следует подчеркнуть, что в осадках нижнечетвертичного возраста нами не встречено ледниковых фаций, несмотря на весьма холодные климатические условия второй половины этой эпохи.

ЛИТЕРАТУРА

Гептнер А. Р. Стратиграфия плиоцена и плейстоцена Камчатки. (Автореф. доклада.) — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1965, 4.

Гептнер А. Р., Лупикина Е. Г., Скиба Л. А. Раннеантропогеновые отложения Западной Камчатки (Тигильский район).— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода АН СССР, 1966, вып. 31.

Куприна Н. П., Скиба Л. А. Новые данные о флоре и растительности синих глин Центральной Камчатской депрессии.— Докл. АН СССР, 1963, 148, № 4.

Кушев С. Л., Ливеровский Ю. А. Геоморфологический очерк Центральной Камчатской депрессии.— Труды Ин-та географии АН СССР, 1940, вып. 32.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1967 № 33

ПИСЬМО В РЕДАКЦИЮ

К ВОПРОСУ О ЗНАЧЕНИИ МЛЕКОПИТАЮЩИХ ДЛЯ СТРАТИГРАФИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В статье, опубликованной В. А. Зубаковым в 1964 г. [1], автор высказывает мнение о непригодности млекопитающих для стратиграфического расчленения четвертичного периода. Против некоторых из его доводов я хочу привести здесь решительные возражения.

В. А. Зубаков считает (стр. 88), что стратиграфическое значение млекопитающих невелико вследствие трудности видового определения их остатков. При этом он присоединяется к мнению Грегори о том, что у млекопитающих более пригодны для этого роды, чем виды, так как для видового определения часто недостаточно материала. Это же мнение приписывает он и мне, приводя следующую фразу из моей статьи (1961, стр. 366): «с формами ископаемых слонов практически приходится обходиться, как с подвидами, и так дело будет обстоять еще долго».

По этому поводу нужно сказать, что одинаковые трудности в определении имеются как для родов, так и для видов. Заключаются они в постепенности изменения во времени при превращении одного рода или вида в другой и в связи с этим условности границы между ними. Морфологическая обособленность их существует только в том случае, когда мы застаем эти формы уже далеко разошедшимися друг от друга. Такое положение имеет место, например, для родов слонов Palaeoloxodon и Archidiskodon, для видов медведей Ursus arctos и Ursus spelaeus в позднем плейстоцене и др. Во всех же случаях, когда прослеживается эволюция, всегда имеется некоторый промежуток времени, иногда больший, иногда меньший, в зависимости от быстроты процесса, когда определение рода, а в другом случае — вида будет у разных авторов различно. Ошибочно мнение В. А. Зубакова (стр. 94) (ссылка на Н. К. Верещагина, 1958), что в четвертичном периоде были только палеогеографические перераспределения форм млекопитающих без их эволюции. Уже в настоящее время прослеживается на европейской почве эволюция слонов (для родов), некоторых носорогов, гигантских оленей, лосей, медведей (для видов). С углублением наших знаний эволюция будет установлена, вероятно, и для других форм. Для видов в таких случаях выделяют на промежуточном этапе подвиды, но это не меняет положения, так как каждый из подвидов должен быть отнесен к тому или иному виду. Такое отнесение условно и непрерывность остается.

Значит ли это, что нельзя считать определенные роды и виды характерными для определенных отрезков времени? Отнюдь нет. Исходный род или вид приурочен к предшествующему времени, вполне оформленный вид — потомок — к последующему, а переходные виды (для родов) или

---

[1] В. А. Зубаков. Критический обзор состояния вопроса о таксономическом ранге четвертичных отложений.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 102, 1964.

подвиды (для видов) — к промежуточному. Палеонтологам следует только договориться о наименованиях и о границах родов и видов во времени, чтобы не было разноголосицы.

Второе затруднение для видового определения заключается в непостоянстве всех признаков любого вида и подвида, в их индивидуальной изменчивости. В настоящее время считается полноценной только такая характеристика этих групп, которая содержит указание на размах изменчивости хотя бы некоторых из характерных признаков. Как правильно. отмечает Грегори, для выяснения этого размаха материала обычно бывает недостаточно. Однако существуют простейшие статистические методы, с помощью которых можно с большей или меньшей долей вероятности установить полный размах изменчивости по наличной серии. Это дает возможность выяснить существование видового (дискретного) или подвидового (трансгрессивного) различия двух форм. Но и в случае единичных находок различие устанавливается довольно надежно, особенно для 2—3 экземпляров каждой из форм, хотя вопрос о том, что имеет оно видовой или подвидовой характер, остается до поры до времени неясным.

Из сказанного следует, что чем более подробно будут изучены ископаемые формы, тем более надежно будет установлена их стратиграфическая приуроченность и тем легче будет определять новые находки, а следовательно, и возраст вмещающих их отложений.

Примером прогресса в познании последовательности смены форм одной эволюционной линии во времени и их расчленения могут служить ранние слоны «мамонтовой линии», описанные в работах И. А. Дуброво. В частности, выяснение положения нашего раннеплейстоценового Mammuthus wüsti (M. Pavlova), которого В. А. Зубаков приводит (стр. 88) как пример непригодности млекопитающих для стратиграфии четвертичных отложений. Mammuthus wüsti является синонимом западноевропейского, также нижнеплейстоценового Mammuthus trogontherii (Pohlig), в то время как обозначавшийся последним именем хазарский слон представляет собой более прогрессивный подвид того же вида — M. trogontherii chosaricus Dubrovo.

Как я и писала в цитируемой В. А. Зубаковым (стр. 88) статье, работы в этом направлении предстоит еще очень много. Однако из этого нельзя делать вывод об ошибочности самого принципа, подобно тому, как наше далеко еще не полное знание строения атома не мешает пользоваться на практике теми закономерностями, которые в данной области уже известны.

Здесь уместно указать, что замечание В. А. Зубакова (стр. 89, со ссылкой на Н. К. Верещагина, 1958), будто минусом для возможности различения форм млекопитающих является то, что их видовые различия большей частью являются скорее «количественными, чем качественными», не кажется обоснованным. Не говоря уже о том, что каждое «качественное» различие может быть выражено в количественной форме[1], именно эта форма допускает точную формулировку признака во всей его изменчивости и степень различия у разных форм (дискретное или трансгрессивное и в какой степени).

Кроме указанных затруднений, однозначности определений мешает еще неустойчивость представлений о ранге разных систематических групп. Так, например, из рода Elephas на наших глазах выделились четвертичные роды Archidiskodon, Mammuthus и Palaeoloxodon; из рода

[1] Даже такой признак, как присутствие или отсутствие какого-либо элемента, или то или иное число однородных элементов, возникает не сразу, но сначала у некоторого процента особей, т. е. тоже может быть выражено числом.

Megaloceras — роды Orthogonoceros и Dolichodoryceros; вместо разных видов Rhinoceros различают роды Dicerorhinus и Coelodonta; род Equus разделился на роды Equus s. str., Asinus, Allohippus, Hemionus и др. Теперь следует уже говорить, что для антропогена в целом характерны не роды Elephas и Bos, но подсемейства Elephantinae и подтриба Bovinai. Род Bos появляется только в среднем плейстоцене, род Mammuthus — в нижнем и т. д. Меняется и объем видов, которые нередко разделяются на подвиды, и, напротив, подвиды превращаются в самостоятельные виды. Этот процесс связан с обогащением наших знаний, и он будет продолжаться, а вместе с тем и уточняться стратиграфическое значение отдельных форм.

Все указанные затруднения являются болезнями роста наших знаний и показателями прогресса методов.

Необходимо только осуществить следующее:

1. Проводить возможно более широкое изучение всех форм на максимально доступном одновозрастном материале, пользуясь простейшими статистическими методами.

2. Для хорошо изученных, явно эволюционирующих линий условиться о границах между родами и видами. При этом число «руководящих» форм среди млекопитающих антропогена будет расти, а вместе с тем будет возрастать и возможность уточнения синхронизации четвертичных отложений.

Мое положительное отношение к роли млекопитающих в стратиграфии четвертичных отложений подробно обосновано в работе о сопоставлении четвертичных фаун Восточной и Западной Европы (изд. Комиссии по изучению четвертичного периода, 1966).

Вера Громова

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1967 № 33

ХРОНИКА

В. П. ГРИЧУК

(к 60-летию со дня рождения и 35-летию научной деятельности)

Имя Владимира Поликарповича Гричука, одного из крупнейших русских палинологов, широко известно у нас и за пределами Советского Союза.

Родился он 28 января 1907 г. С 1931 г. связана дата начала его тридцатипятилетней научной деятельности, из которых тридцать он посвятил изучению стратиграфии, палеогеографии и истории флоры и растительности четвертичного периода, широко используя данные по ископаемым спорам и пыльце.

Спорово-пыльцевой анализ — это молодая, растущая область науки. В августе 1966 г. состоялась II Международная палинологическая конференция в Нидерландах, посвященная пятидесятилетию метода, «отцом» которой является шведский ученый Л. Пост. В России пыльцевой анализ стал эффективно развиваться с 20-х годов XX в. — изучались голоценовые леса и эволюция климатов послеледникового этапа. Метод локализировался в сравнительно узкой области исследования торфяников.

С именем В. П. Гричука связан новый этап в истории четвертичной палинологии. В 1937 г. он разработал оригинальный сепарационный метод обработки горных пород для извлечения ископаемой пыльцы и спор из минералогенных пород. С этого времени спорово-пыльцевой анализ приобрел широчайшее применение в области флористических и биостратиграфических исследований четвертичных и более древних кайнозойских отложений. В течение нескольких лет палинология стала одним из основных методов при разработке стратиграфии континентальных и морских отложений.

Имя В. П. Гричука по праву должно стоять в рядах основоположников и создателей метода спорово-пыльцевого анализа в СССР.

С 1941 по 1945 г. В. П. Гричук сражался на фронтах Великой Отечественной войны. За отличное выполнение заданий командования он был награжден орденом Красной Звезды. После войны он возобновил работу в созданной им лаборатории Института географии АН СССР. В 1948 г. выходит в свет первое руководство по спорово-пыльцевому анализу, написанное В. П. Гричуком и Е. Д. Заклинской, в котором излагаются основы методики исследования. В 1950 г. за участие в создании капитального труда «Пыльцевой анализ» В. П. Гричук был удостоен Государственной премии. Его работа «Растительность Русской равнины в нижне- и среднечетвертичное время» открыла новую главу в летописи истории ландшафтов ледниковых и внеледниковых зон. За эту работу в 1952 г. ему была присуждена ученая степень доктора географических наук.

Обладая исключительной трудоспособностью, эрудицией, умением оригинально и новаторски подходить к анализу палинологических дан-

ных, В. П. Гричук сумел создать прекрасную школу палинологов-четвертичников, работающих в разных уголках нашей страны. Руководимая им лаборатория по праву стала основным научным центром, где консультируются сотни молодых специалистов из научных и производственных лабораторий. Под его руководством выросла гвардия квалифицированных палинологов. Издаваемые периодически выпуски специальных трудов по спорово-пыльцевому анализу приобрели широкую популярность и стали настольными книгами палинологов-четвертичников.

В настоящее время В. П. Гричук особенно интенсивно работает над вопросами палеогеографии четвертичного периода, применяя метод спорово-пыльцевого анализа для характеристики пространственных закономерностей в развитии растительного покрова Евразии в ледниковое и межледниковое время и количественной характеристики палеогеографических условий.

В. П. Гричуком разработана методика реконструкции климата антропогена по палеоботаническим материалам, составлен ряд палеогеографических карт, на которых показана реконструкция растительного покрова для эпох микулинского межледниковья, максимума валдайского оледенения, аллерёдского межстадиала и времени «молодого дриаса».

Им составлена также серия карт масштаба 1 : 2 500 000, отражающая растительный покров территории СССР в эпохи оледенений и межледниковий, для «Палеогеографического атласа СССР», издающегося во ВСЕГЕИ.

Всего юбиляром написано 87 работ, общим объемом 160 печ. листов.

В короткой заметке невозможно осветить все направления научной деятельности В. П. Гричука как ученого — геолога, стратиграфа, палеоботаника, как учителя и друга начинающих и зрелых ученых и практиков палионологов.

Желаем юбиляру плодотворной работы и реализации обширных планов, стоящих перед советской палинологией.

Е. Д. Заклинская
М. Х. Моносзон

СПИСОК ГЛАВНЕЙШИХ ТРУДОВ В. П. ГРИЧУКА

Новый метод обработки осадочных пород для целей пыльцевого анализа.— Труды Сов. секции Междунар. ассоц. по изуч. четвертичн. периода. 1937.

О пыльцевой флоре четвертичных отложений (лёссов и других пород) юга Европейской части СССР.— Изв. АН СССР, серия геопрафич. и геофиз., № 4, М., 1940.

Метод обработки для целей пыльцевого анализа осадочных пород бедными органическими остатками.— Проблемы физич. географии, 1940, вып. VIII.

Опыт характеристики состава пыльцы в современных отложениях различных растительных зон Европейской части СССР. Проблемы физич. географии, 1941, вып. XI.

Некоторые вопросы применения пыльцевого анализа для целей реконструкции физико-географических условий.— Сов. ботаника, 1943, № 2.

К истории растительности Европейской части СССР.— Труды Ин-та географии АН СССР, 1945, вып. 37.

Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. М., Географгиз, 1948. (Совместно с Е. Д. Заклинской.)

Методы обработки результатов спорово-пыльцевого анализа.— В кн.: Пыльцевой анализ. М., Геолиздат, 1950.

Растительность Русской равнины в нижне- и среднечетвертичное время.— Труды. Ин-та географии АН СССР, 1950, вып. 46.

К вопросу о характере приледниковых ландшафтов Восточной Прибалтики.— Вопросы географии, вып. 23, 1950. (Совместно с М. П. Гричук).

Взаимоотношения леса и степи в историческом освещении.— Вопросы географии, 1950, вып. 23. (Совместно с К. К. Марковым и др.)

Итоги микропалеоботанического изучения четвертичных отложений Восточной Европы.— «Материалы по четвертич. периоду», 1950, вып. 3.

Исторические этапы эволюции растительного покрова юго-востока Европейской части СССР в четвертичное время.— Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР, 1951, вып. 5.

О засушливом периоде в послеледниковое время на территории Европейской части СССР.— Вопросы географии, 1951, вып. 24.

Возможности применения спорово-пыльцевого анализа для изучения отложений пустынь Средней Азии.— В кн.: Вопросы изучения и освоения пустынь СССР. М., 1951.

Верхнечетвертичная лесная фаза в истории растительного покрова Нижнего Поволжья.— Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР, 1952, вып. 7.

Результаты предварительного изучения четвертичных отложений северного Прикаспия.— В кн.: Стратиграфия отложений и новейшая тектоника Прикаспийской низменности. М., Изд-во АН СССР, 1953.

Материалы к палеоботанической характеристике четвертичных и плиоценовых отложений северо-западной части Прикаспийской низменности.— Материлы по геоморфологии и палеогеографии, 1954, вып. 2.

К вопросу о характеристике приледниковой растительности четвертичного периода на севере Азиатского материка.— Изв. АН СССР, серия географич., 1956, № 2. (Совместно с Р. В. Федоровой.)

К вопросу о стратиграфическом положении границы между третичной и четвертичной системами.— Труды Ин-та географии АН СССР, 1959, вып. 77.

Древнеозерные отложения в районе г. Плёс.— В кн.: Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири. М., 1959. (Совместно с М. П. Гричук.)

Стратиграфическое расчленение плейстоцена на основании палеоботанических материалов.— В кн.: Доклады сов. геологов на XXI сессии Междунар. геол. конгресса. 1960.

О приледниковой растительности на территории СССР.— В кн.: Перигляциальные явления на территории СССР. М., Изд-во АН СССР, 1960. (Совместо с М. П. Гричук.)

Ископаемая флора четвертичных отложений и стратиграфическое расчленение плейстоцена на основании флористических материалов.— Материалы Всес. совещания по изучению четвертичного периода, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Об отложениях одинцовского межледниковья у д. Глазово.— В кн.: Палеогеография четвертичного периода СССР. М., Изд-во АН СССР, 1961. (Совместно с М. Х. Моносзон и С. М. Шик.)

Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины.— В кн.: Палеогеография четвертичного периода СССР. М., Изд-во АН СССР, 1961. (Коллектив авторов.)

Отчет подкомиссии по плиоцен-плейстоценовой границе (состояние проблемы плиоценовой границы в Европе).— В кн.: Научные итоги VI конгресса ИНКВА. М., изд-во «Наука», 1964. (Совместно с Р. Хей и С. Венцо.)

Межстадиальные эпохи и проблемы детального стратиграфического расчленения четвертичных отложений.— Тезисы докладов к Всес. совещанию по изуч. четвертичн. периода. Секция стратиграфии. Новосибирск, 1964.

Comparativ study of the Interglacial and Interstadial flora of the Russian Plain. Report of the VI Intern. Cong. on Quatern. (Warsaw, 1961), v. 11, Lodz, 1964.

(1) Стратиграфия отложений валдайского оледенения. (2) Главные этапы деградации и краевые зоны. (3) Палеогеография Северной Европы в позднем плейстоцене.— В кн.: Последний европейский ледниковый покров. М., изд-во «Наука», 1965.

СОДЕРЖАНИЕ

А. П. Окладников, С. Л. Троицкий. К изучению четвертичных отложений и палеолита Монголии 3

Г. Ричардс. Морские отложения и береговые линии плейстоцена в Северной и Южной Америке 31

Ю. Э. Мойский. Очерк по стратиграфии лёссов в Польше 41

М. В. Муратов. Континентальные четвертичные отложения Крыма, их соотношения с морскими террасами и возраст 57

Г. И. Попов. Гирканская трансгрессия в Северном Прикаспии 77

С. А. Архипов, Т. П. Левина, О. В. Матвеева. Геологические и палинологические материалы о нижнечетвертичном ледниковом времени Западно-Сибирской низменности 87

А. В. Шер. Ископаемая сайга на севере Восточной Сибири и Аляске 97

С. П. Горшков. О строении и условиях формирования самаровской аккумулятивной равнины внеледниковой зоны Приенисейской Сибири 113

И. Г. Лискун. К вопросу о верхнегобийских конгломератах Зайсанской впадины 121

С. А. Лаухин. Местонахождения фауны млекопитающих и палеогеография бассейна р. Чадобец (Северное Приангарье) в конце плейстоцена 130

Научные новости и заметки

И. И. Краснов, Т. Д. Колесникова. Новые данные о межледниковых отложениях в бассейне Верхней Волги 140

С. Ф. Меньшиков. Микрофаунистическая характеристика отложений верхнего плиоцена Юго-Восточного Казахстана 147

В. М. Мотуз. Четвертичные моллюски из Хотылевского нижнепалеолитического местонахождения Брянской области 150

В. И. Громов. Кость зубра (?), вскрытая человеком 154

Н. Р. Серебрянная, Л. Р. Серебрянный. Определение возраста ледниковых образований по степени их выветривания (основные методы и их палеогеографическое значение) 155

Е. В. Павловский, Э. И. Равский. Новое неолитическое поселение в северной части Байкала 160

О. А. Брайцева, И. С. Евтеева. О возрасте толщи «синих глин» Центральной Камчатской депрессии 164

Письмо в редакцию

Вера Громова. К вопросу о значении млекопитающих для стратиграфии четвертичных отложений 173

Хроника

В. П. Гричук (к 60-летию со дня рождения и 35-летию научной деятельности) 176

**Бюллетень комиссии
по изучению четвертичного периода, № 33**

*[Утверждено к печати
комиссией по изучению четвертичного периода*

Редактор издательства *О. М. Ванюкова*
Технические редакторы *В. В. Волкова, О. М. Гуськова*

Сдано в набор 10/X 1967 г. Подписано к печати 17/I 1967 г.
Формат 70×108¹/₁₆. Печ. л. 11,25+2 вкл. Уч.-изд.л. 14,7+2 вкл.
Тираж 1100 экз. Т-01031. Изд. № 1608/67. Тип. зак. 1640

Цена 1 р. 05 к.

Издательство «Наука».
Москва, К-62, Подсосенский пер., д. 21

2-я типография издательства «Наука»,
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

Blank Page Digitally Inserted

1 р. 05 к.